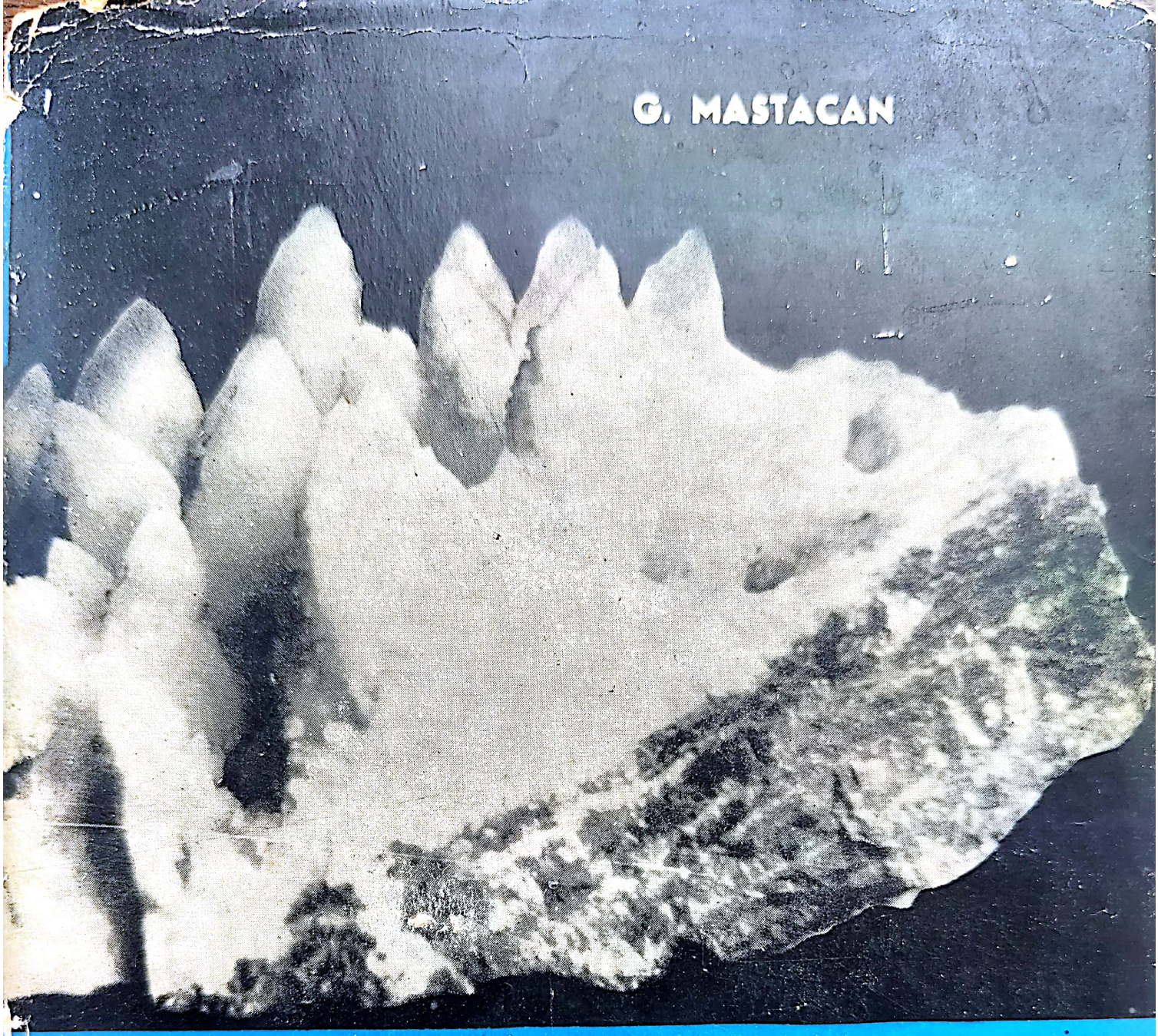
G. MASTACAN



CRISTALE MINERALE ROCI

Scanned with OKEN Scanner

În lucrarea „CRISTALE, MINERALE, ROCI" autorul tratează principalele probleme ale cristalografiei, mineralogiei și petrografiei, într-un număr relativ restrîns de pagini.

O atenție deosebită s-a dat clasificărilor și interpretărilor diverselor fenomene analizate, încît cititorul poate înțelege cu ușurință problemele abordate.

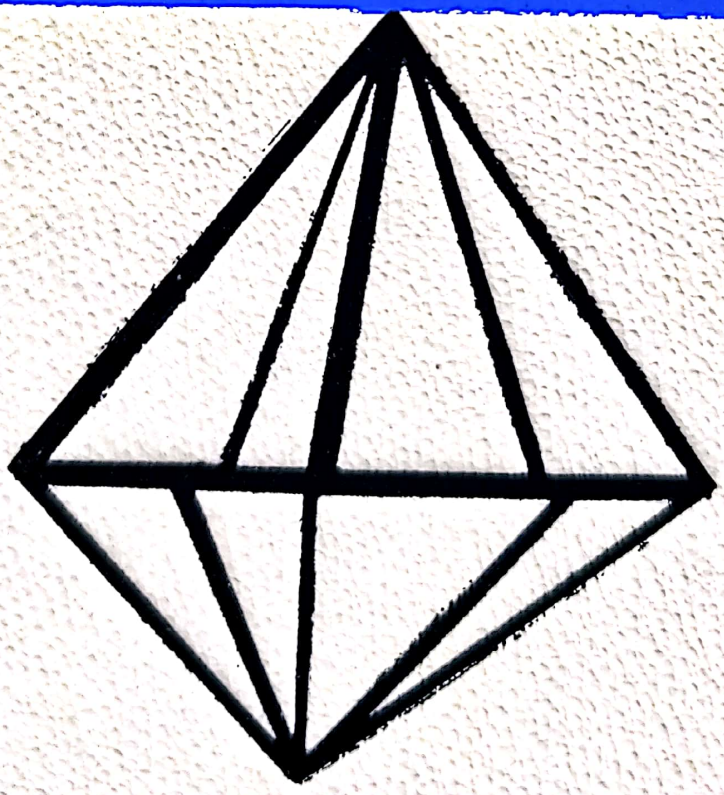
Textul este însoțit de un bogat și sugestiv material ilustrativ — schițe și scheme care contribuie la înțelegerea și atractivitatea lucrării.

Scrisă la un nivel accesibil și într-un stil simplu și concis, cartea se adresează unui cerc larg de cititori.

Scanned with OKEN Scanner

G. MASTACAN

CRISTALE MINERALE ROCI



Scanned with OKEN Scanner

G. MASTACAN

CRISTALE, MINERALE, ROCI

EDITURA ȘTIINȚIFICĂ
București — 1967

Scanned with OKEN Scanner

Tabla de materii

Introducere 7
CRISTALOGRAFIE GEOMETRICĂ 11
CRISTALOGRAFIE FIZICĂ 61
CRISTALOGRAFIE CHIMICĂ 139
STRUCTURA CRISTALELOR 160
ROENTGENOMETRIA CRISTALELOR 164
MINERALOGIE CHIMICĂ 171
MINERALOGIE SISTEMATICĂ 181
ALCĂTUIREA GLOBULUI TERESTRU 196
CLASIFICAREA GENETICĂ A ROCILOR 207
ROCILE MAGMATICE 211
ROCILE SEDIMENTARE 267
ROCILE METAMORFICE ŞI METAMORFISMUL 303
Bibliografie 359

Scanned with OKEN Scanner

INTRODUCERE

Cartea pe care o prezentăm cititorului, în cele ce urmează, își propune să dezvăluiască ceva din alcătuirea scoarței globului pămîntesc și anume caracterele și, în legătură cu ele, condițiile în care s-au format, de-a lungul celor peste 5 miliarde de ani de cînd se admite că a luat naștere Pămîntul, componentele sale elementare: mineralele și rocile. În sfera noțiunii de mineral se cuprind toate substanțele cu alcătuire chimică bine definită în toată masa lor (omogene), care grupează atomii ce alcătuiesc scoarța terestră, în corpuri individualizate și a căror formare este legată direct de formarea și evoluția acestei scoarțe.

Rezultă de aici că în marele domeniu al mineralelor — în regnul mineral cum i se mai spune — se situează atît substanțele anorganice generate de procesele ce se petrec în străfundurile scoarței (endogene) cît și de către cele ce se petrec la suprafața sa, în urma contradicției ce se naște între scoarța terestră sau litosferă, de o parte și celelalte geosfere [1] — superficiale — atmosferă, hidrosferă (noianul apelor marine și continentale) și biosferă (lumea animată a plantelor și animalelor pe care le suportă), numite procese exogene. Viața scoarței pămînteşti este o continuă mișcare de ioni și molecule, un imens circuit în care aceste particule, elementare poposesc pe rînd cînd într-o geosferă cînd într-alta. Astfel, lumea minerală furnizează materia primă organismelor care-i fixează ionii, fie în substanța organică (vie) fie în schelete spre a o reda apoi lumii minerale sub o infinitate de forme prin moarte și dezasimilație.

Rezultă de aici că materia resturilor organice, respectiv ionii lor, după ce a trecut în domeniul litosferei, suferind o seamă de procese la care ne vom referi pe parcurs, capătă caractere specifice și se încadrează între ele. Și sub acest raport, între minerale se consideră o seamă de produși organici cum sînt petrolul, gazele naturale, cărbunii, chihlimbarul, ceara naturală (denumite și mineraloide). Pe această linie trebuie să subliniem și faptul că noțiunea de mineral nu este legată în mod riguros de corpuri solide, aplicîndu-se deopotrivă unor

[1] Termenul de geosferă se aplică diferitelor zone ce alcătuiesc globul terestru a căror dispoziție este concentrică față de nucleul acestuia.

fluide naturale (gaze, petrol, mercur) cu condiţia să prezinte omogenitatea specifică.

Modul de grupare al ionilor în interiorul mineralelor le impune adeseori forme geometrice caracteristice, forme ce se pot obţine de altfel şi pe cale sintetică în laborator, denumite forme cristaline sau mai pe scurt — cristale. Şi nu exagerăm afirmînd că marea majoritate a substanţelor organice şi anorganice pot îmbrăca, în anumite condiţii, forma cristalină. Din acest motiv, în titlul cărţii noastre am despărţit noţiunea de cristal de cea de mineral. De altfel, după cum se va arăta, există în natură şi numeroase minerale necristalizate — chiar dintre cele în stare solidă — denumite minerale amorfe. Tot în domeniul mineralelor se înglobează de altfel şi o seamă de substanţe anorganice care alcătuiesc fragmentele de provenienţă cosmică ce pătrund în sfera de atracţie a pămîntului sau meteoriţii.

În alcătuirea litosferei, mineralele apar singure în mod cu totul excepţional. În general ele se găsesc grupate în unităţi mari şi compacte, denumite roci. Sub acest aspect sarea, gheaţa sau substanţele minerale de natură organică menţionate, care alcătuiesc mase remarcabile în scoarţa terestră, constituie roci monominerale (alcătuite dintr-un singur mineral).

Ştiinţele care studiază caracterele şi condiţiile de formare ale mineralelor şi ale rocilor scoarţei sînt Mineralogia respectiv Petrologia (partea sa descriptivă se numeşte Petrografie — termen uzitat curent), iar disciplina care se ocupă cu caracterele cristalelor, Cristalografie şi este în genere înglobată în Mineralogie — un capitol special al acesteia.

Astfel definite, mineralogia şi petrologia, se încadrează între disciplinele care au ca obiect studiul alcătuirii şi genezei scoarţei terestre de-a lungul erelor geologice — sau ştiinţelor geologice (într-un cuvînt Geologiei „lato sensu") alături de Paleontologie, disciplina care se ocupă cu caracterele şi evoluţia vieţuitoarelor ce au trăit în diferitele timpuri ale trecutului pămîntului şi şi-au lăsat resturile minerale şi organice în stratele de roci sedimentare depuse în acele vremuri, de Stratigrafie, care studiază succesiunea formaţiunilor geologice de-a lungul erelor, de Tectonică al cărui obiect este desciîrarea raporturilor geometrice dintre formaţiunile geologice şi a cauzelor ce le-au provocat, de Geologia generală care se ocupă cu fenomenele care se produc la suprafaţă şi-n adîncurile scoarţei etc. etc.

Pe măsură ce studiile asupra scoarţei au evoluat, s-au ivit însă şi discipline noi, discipline de graniţă cu alte domenii ştiinţifice, cum sînt Geofizica al cărui obiectiv este cercetarea caracterelor fizice ale globului terestru şi Geochimia care se ocupă cu alcătuirea sa chimică şi cu procesele de migrare şi redistribuire

ionică ce au loc în această scoarță terestră. Atît Geofizica cît și Geochimia își dau un important aport în studiul mineralelor și rocilor așa cum se va constata pe parcursul dezvoltării lucrării.

Studiul cristalelor, mineralelor și rocilor are însă și o primordială importanță practică — economică, scoarța constituind uriașul și nesecatul izvor de materii prime ce stă la baza industriei și a civilizației mondiale.

Dacă dintr-un mineral sau dintr-o grupare minerală se poate extrage în mod avantajos un anumit element cu utilitate practică, materia primă se numește „minereu". Nu se dă denumirea de minereuri combustibililor minerali (cărbuni, petrol etc.). Atunci cînd substanțele minerale utile se găsesc în cantități exploatabile, ele alcătuiesc zăcăminte.

Alături de partea minerală „utilă", într-un zăcămînt se găsesc minerale „sterile", fără importanță economică, ce se îndepărtează la preparare. Acestora din urmă li s-a dat în minerit și denumirea de „gangă". Sub acest raport este foarte expresivă repartiția materiei prime în așa numitele „filoane metalifere", asupra cărora vom avea ocazia să revenim și care rezultă din umplerea fisurilor scoarței cu substanțe minerale aduse în soluție de apele fierbinți rezultate în urma erupțiilor vulcanice.

Într-un filon metalifer (de exemplu din Munții Apuseni sau de la Baia Mare) se distinge minereul alcătuit în genere din sulfuri metalice (blendă, galenă, calcopirită, pirită etc.), minerale cu greutate specifică mare adeseori opace și a nintind caracterele metalelor, de ganga alcătuită din minerale ușoare și în genere transparente sau translucide (cuarț, calcit, dolomit etc.). În aceste filoane metalifere, mineralele îmbracă cele mai frumoase forme cristaline: sînt acele minunate flori de piatră care au impresionat în mod deosebit spiritul omului încă din primele timpuri ale pătrunderii sale în străfundurile pămîntului în căutarea materiei prime minerale.

Scanned with OKEN Scanner

CRISTALOGRAFIE GEOMETRICĂ

Stări structurale și proprietăți structurale

Cristalografia geometrică se ocupă cu studiul formelor poliedrice sub care se prezintă substanța cristalizată în condiții naturale sau de laborator. Stările structurale obișnuite de agregare ale substanței sînt: *starea amorfă*, în care substanța nu prezintă forme geometrice, iar proprietățile ei sînt deosebite de ale substanței cristaline (fig. 1 *a*), *starea nematică*, în care particulele materiale sînt alungite și fibrilare, avînd tendința de a se uni în agregate paralele, cu o aranjare regulată, însă după o singură dimensiune a spațiului (fig. 1 *b*), *starea colesterică*, în care particulele sînt alungite și spiriforme, avînd tendința de a se uni în agregate cu axe paralele (starea se poate îngloba în starea nematică), *starea smectică*, în care particulele sînt tabulare și se aranjează în agregate cu fețe paralele, aranjarea făcîndu-se deci după două dimensiuni ale spațiului (fig. 1 *c*) și *starea cristalină*, în care particulele se aranjează simetric, după toate cele trei dimensiuni ale spațiului (fig. 1 *d*).

Stările nematică, colesterică și smectică se întîlnesc la anumite substanțe organice, nu însă și la minerale. Aceste stări caracterizează substanțele foarte mobile și plastice, ele apropiindu-se astfel de starea lichidă; conturul lor este labil și prezintă birefringență. Substanțele cu astfel de proprietăți se numesc *mezomorfe*, *cristale lichide* sau *cristale moi*, iar stările respective sînt considerate ca intermediare între starea amorfă și starea cristalină.

În natură cea mai mare parte a mineralelor se află în stare cristalină, adesea cu forme geometrice regulate și cu o simetrie remarcabilă. Asemenea forme prezintă, în majoritatea cazurilor,

Scanned with OKEN Scanner

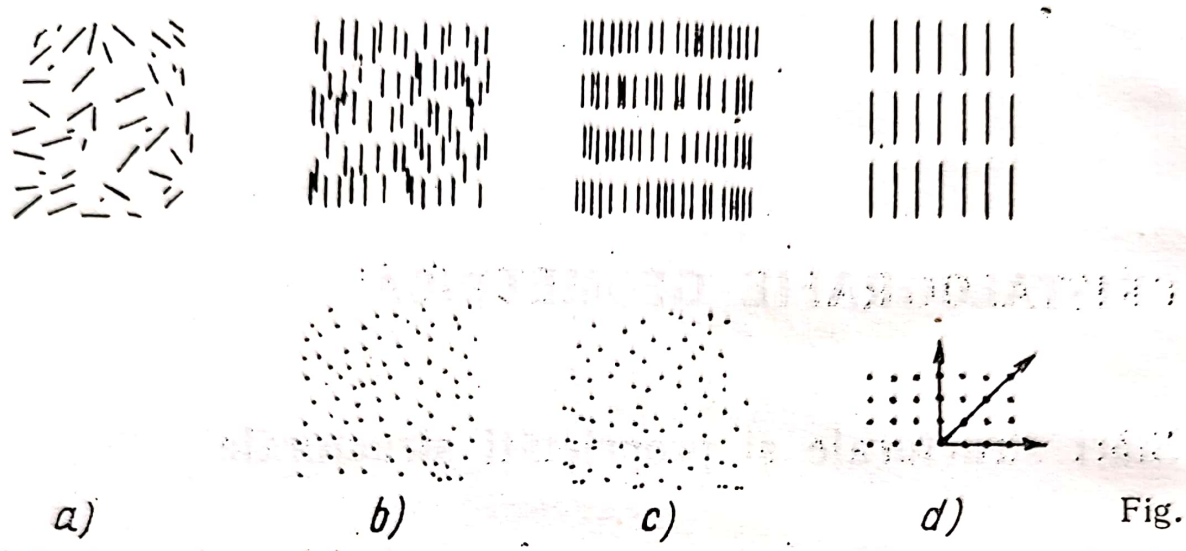


Fig. 1

și substanțele obținute în laborator. Deci starea structurală cristalină aparține nu numai mineralelor din natură, ci substanței în general.

În natură pot să existe minerale, adesea sau aproape exclusiv, în stare amorfă. În principiu, toate mineralele pot să se găsească atît în stare amorfă cît și în stare cristalină, ambele solide, însă cu proprietăți fizice diferite. Cel mai des întîlnite sînt mineralele în stare cristalină, cu sau fără forme poliedrice, însă cu proprietăți care aparțin numai stării cristaline.

Starea amorfă fiind fizico-chimic instabilă, aproape toate mineralele amorfe au tendința naturală de a trece cu timpul în stare cristalină.

După cum se vede, starea normală pentru minerale este, aproape exclusiv, starea cristalină.

Ca o consecință a cristalizării, substanța capătă o serie de caractere fizice specifice. Aceste caractere devin, în parte, proprietăți diferențiale ale substanței și se grupează în: proprietăți scalare și vectoriale.

Proprietățile scalare sînt acelea în a căror definiție nu intră direcția (densitatea, compoziția chimică, căldura specifică). Ele se definesc printr-o simplă valoare numerică și pot fi reprezentate grafic printr-un punct; au aceeași valoare în orice direcție a corpului și depind numai de temperatură și presiune. Astfel de proprietăți nu pot constitui criterii de diferențiere între stările amorfă și cristalină, deoarece ele aparțin în același timp ambelor stări,

Proprietățile vectoriale variază cu direcția (viteza de creștere a cristalelor, propagarea luminii și altele). Astfel de proprietăți pot fi reprezentate grafic printr-un vector, care exprimă direcția, sensul și valoarea.

Proprietățile vectoriale pot fi continue și discontinue.

Proprietățile vectoriale continue sînt reprezentate printr-un vector, a cărui mărime variază în mod continuu cu direcția (dilatare termică, compresibilitatea, elasticitatea etc.).

Unele proprietăți vectoriale variază în mod discontinuu cu direcția, prezentînd valori maxime sau minime pentru o direcție, iar pentru altă direcție, chiar foarte apropiată, valori foarte diferite (viteza de creștere sau de dizolvare a cristalelor, difracția radiațiilor X prin cristale). Astfel de proprietăți le numim proprietăți vectoriale discontinue.

Din acest punct de vedere starea structurală amorfă se caracterizează prin lipsa proprietăților vectoriale discontinue și este în mod normal izotropă, adică are aceleași proprietăți în toate direcțiile.

Starea structurală cristalină se caracterizează prin prezența proprietăților vectoriale discontinue, adică este anizotropă. Ea are aceleași proprietăți numai în direcții paralele.

Din aceste observații rezultă și definiția cristalelor:

Cristalele sînt, în general, corpuri solide omogene, anizotrope din punctul de vedere al proprietăților vectoriale discontinue[1] (mai ales în privința vitezei de creștere care, în fond, determină și formarea lor).

În definiția dată cristalelor a intrat și noțiunea de omogenitate. Un corp este omogen, atunci cînd nu putem deosebi două puncte ale sale, care să aibă proprietăți diferite, mai ales pentru proprietățile vectoriale. După cum s-a văzut, proprietățile corpului pot varia cu direcția, cu condiția ca ele să fie aceleași în direcții paralele. Direcțiile paralele sînt astfel echivalente.

Structura intimă a substanței este discontinuă, adică dacă ne apropiem de dimensiunile 10^{-8} cm, nu toate particulele vor mai fi echivalente; în acest caz există în interiorul corpului puncte

[1] Se întîlnesc însă și cristale izotrope pentru unele proprietăți și anizotrope pentru altele, sau, pentru una și aceeași proprietate, unele cristale sînt izotrope iar altele sînt anizotrope.

Scanned with OKEN Scanner

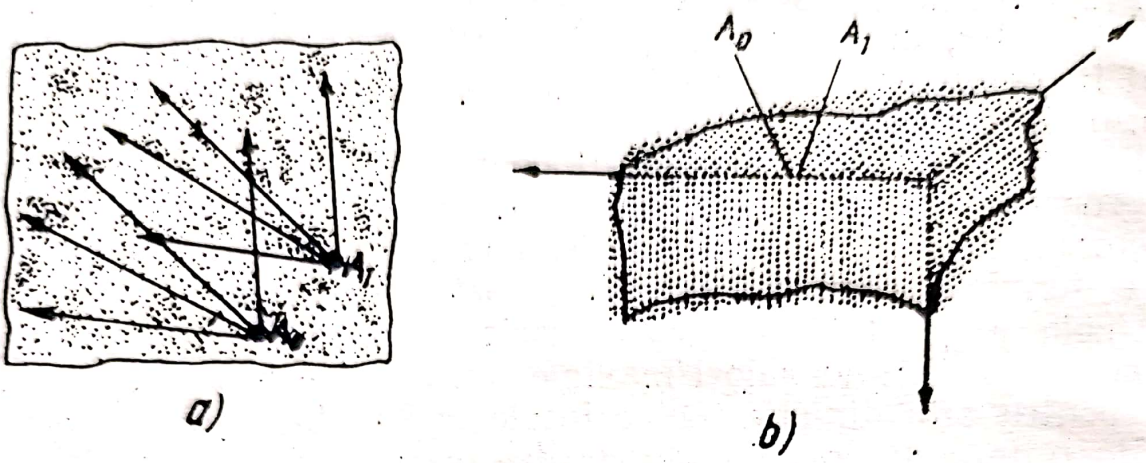


Fig. 2

materiale distanțate și înconjurate tot timpul de particule cu aceleași proprietăți, distribuite în jurul lor în același fel.

De aceea noțiunea de omogenitate trebuie modificată în sensul că aceste puncte sînt foarte apropiate, încît nu le putem deosebi în mod fizic, însă nu infinit de apropiate, ci păstrează totuși distanțe mici, dar finite.

Omogenitatea poate fi *statistică* sau *reală*. În cazul omogenității statistice, răspîndirea particulelor materiale în jurul a două puncte analoge, A_0 și A_1 ale aceluiași corp (fig. 2*a*), poate fi neregulată în mod detaliat, însă omogenă în medie prin legi statistice. O asemenea omogenitate (izotropie statistică) se întîlnește la substanțele necristalizate, adică amorfe, lichide sau gazoase.

În cazul omogenității reale (omogenitate periodică), aranjamentul particulelor în jurul a două puncte analoge, A_0 și A_1, ale aceluiași corp (fig. 2*b*), este riguros și exact identic, nu numai în medie ci și în mod detaliat. Particulele se pot aranja după o dreaptă reticulară (sau șir reticular), după o rețea plană (plan reticular sau rețea bidimensională), sau după o rețea tridimensională (rețea în spațiu sau, simplu, rețea).

Dreapta reticulară

În cazul unui cristal (fig. 3 *a*), o dreaptă dusă într-o anumită direcție va întîlni o serie de puncte materiale (analoge) A_0, A_1, A_2, A_3, A_4, ..., A_n, echidistante, care nu se deosebesc între ele

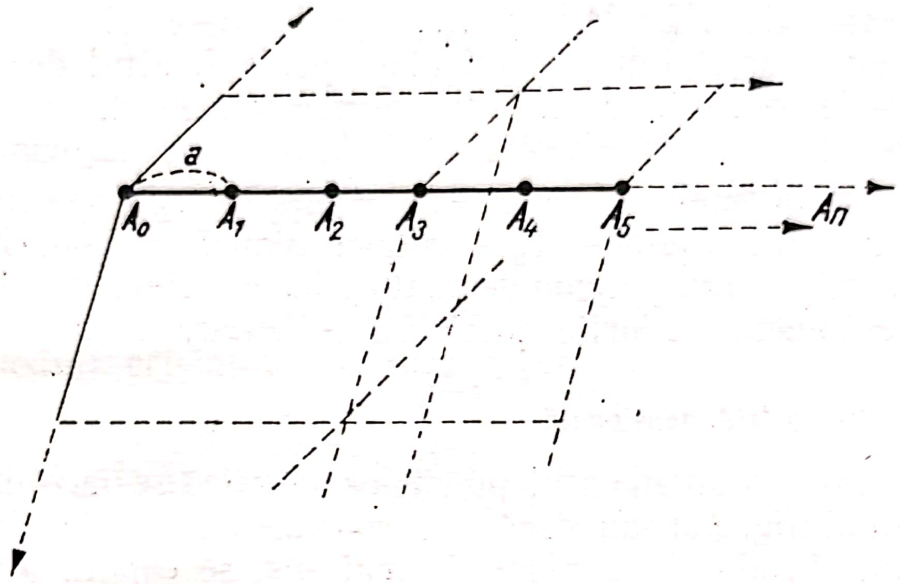


Fig. 3 *a*

prin nici o proprietate. Distanța dintre două puncte materiale A_0A_1 = se numește parametrul sau perioada dreptei reticulare. Ecuația dreptei reticulare este în acest caz: $x = na$.

Rețeaua plană

Dacă într-un același cristal ducem din același punct A_0 o altă reaptă în altă direcție (fig. 3 *b*), ea va întîlni alte puncte mate-

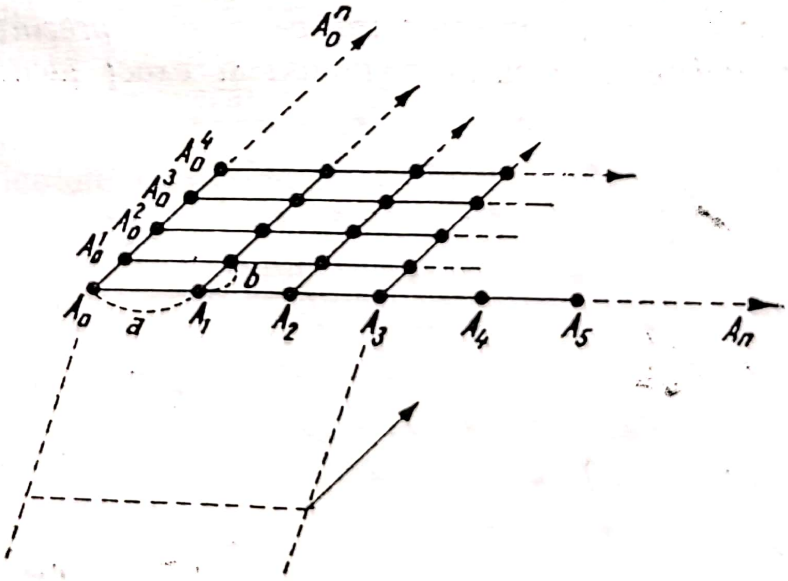


Fig. 3 *b*

riale A_0^1, A_0^2, A_0^3, A_0^4, ... A_0^n, identice și echidistante. Parametrul acestei drepte reticulare poate fi altul decît cel al dreptei de la început. Ducînd drepte paralele în direcția primei drepte reticulare și în direcția celei de a doua, obținem o rețea plană. Ecuația rețelei plane este: $r = \overline{m_1 a} + \overline{m_2 b}$. Spațiul $A_0A_1A_0^1A_1^1$ cu vîrful în originea A_0 a rețelei plane, se numește paralelogram primitiv, sau poligon generator, iar punctele A_0, A_1, A_1^1, A_2^1, ..., A_n^n se numesc nodurile planului reticular.

Rețea tridimensională

Dacă aranjamentul punctelor identice se face după trei dimensiuni (fig. 3*c*) sau, dacă vom considera o a treia direcție prin punctul A_0 al rețelei plane de mai sus, se capătă o rețea în spațiu, sau o rețea tridimensională.

Luînd A_1^2 ca origine și dreptele reticulare care trec prin el ca axe de coordonate, ecuația rețelei este dată de relațiile $x = m_1 a$, $y = m_2 b$, $z = m_3 c$, sau, în formă vectorială, $v = \overline{m_1 a} + \overline{m_2 b} + \overline{m_3 c}$, unde a, b și c sînt parametrii respectivi, iar m_1, m_2 și m_3 numere întregi.

Dacă un ochi al rețelei (fig.3*c*) constituie celula generatoare, atunci întreaga rețea tridimensională apare ca o repetare regulată, la infinit, a acestei celule generatoare, în cele trei direcții ale spațiului.

Față de discontinuitatea pe care o prezintă substanța și avînd în vedere distribuția riguroasă și exact identică a particulelor în

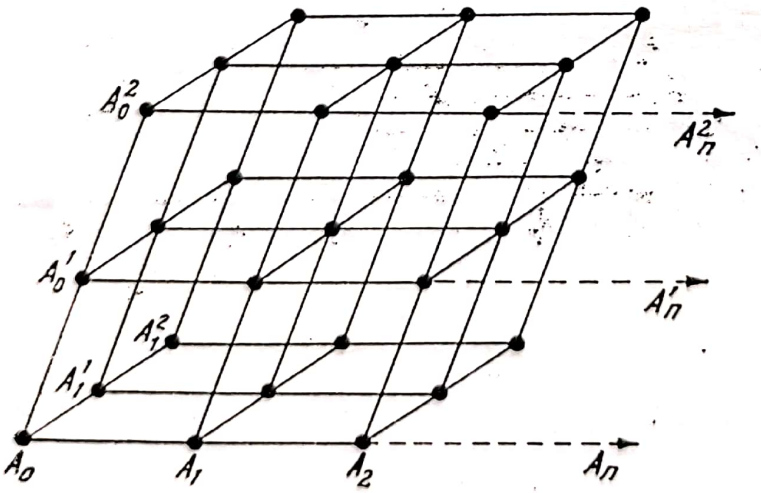


Fig. 3 *c*

spaţiul material, se poate defini cristalul ca un corp omogen, cu structură reticulară.

Rezultă atunci că orice faţă a unui cristal este un plan reticular. Definiţia cristalului astfel dată este exactă şi bazată pe structura sa internă. Planele care se desprind din cristal prin fenomenul de clivaj [1], fiind feţe de cristal, sînt plane reticulare de mare densitate.

Proprietatea de clivaj a îndreptăţit pe cei dintîi cristalografi să afirme că mediul cristalin este stratificat.

Creşterea şi dizolvarea cristalelor

Creşterea cristalelor

După cum se ştie substanţa solidă se poate dizolva într-un solvent, la o temperatură şi presiune oarecare, numai pînă la o anumită limită.

Fiindcă solubilitatea substanţelor creşte cu ridicarea temperaturii şi se micşorează cu coborîrea ei, practic se poate obţine o soluţie care să conţină, faţă de o soluţie saturată, un surplus de substanţă dizolvată (suprasaturaţie).

După un timp oarecare, din excesul de substanţă dintr-o asemenea soluţie se depun, de obicei, primele cristale, brusc apărute, sub forma unui sediment cristalin. Rezultă de aici, că pentru formarea cristalelor este absolut necesar să existe o soluţie suprasaturată.

Trecerea soluţiei de la starea saturată la starea suprasaturată se poate face modificînd temperatura, sau mărind concentraţia, prin înlăturarea unei cantităţi de solvent. Prin scăderea treptată a temperaturii, particulele care se nasc din soluţia concentrată încep să se grupeze într-un mod ordonat, formînd la început cristale extrem de fine, avînd dimensiuni de ordinul submicronilor, care poartă denumirea de germeni cristalini. Acestea sînt de altfel primele începuturi de structuri reticulare, care ulterior pot să crească luînd forme de cristale mari şi bine dezvoltate.

În procesul de creştere, feţele cristalelor se deplasează paralel cu ele însele, prin depunerea succesivă de noi strate de substanţă.

[1] Clivaj este proprietatea ce o au cristalele de a se desface după feţe plane, în urma unei acţiuni mecanice externe.

Scanned with OKEN Scanner

Creşterea are loc întotdeauna cu anumite viteze, pe direcţii normale la feţele corespunzătoare. Vitezele de creştere ale cristalelor sînt influenţate de mai mulţi factori printre care viteza de evaporare sau de răcire a soluţiei, viscozitatea etc. Se numeşte viteză de creştere a unei feţe de cristal mărimea segmentului normal la planul acesteia, segment cu care faţa respectivă se deplasează în unitatea de timp. De exemplu, în fig. 4 segmentul *pq* reprezintă viteza de creştere a feţei *VO*, iar segmentul *mn* — viteza de creştere a feţei *NA*.

Deplasarea feţelor făcîndu-se totdeauna paralel cu ele însele, unghiurile dintre două feţe oarecare ale cristalului în creştere rămîn totdeauna constante. Această observaţie constituie o lege fundamentală a cristalografiei, *legea constanţei unghiurilor*, care este o consecinţă imediată a procesului de creştere. Urmărind şi mai departe creşterea unui cristal, observăm că adesea unele feţe ale sale îşi măresc dimensiunile şi devin mult mai evidente, în timp ce altele se micşorează din ce în ce mai mult, pînă la dispariţie.

Să considerăm patru feţe ale unui cristal în creştere, ale căror intersecţii cu planul desenului sînt: *IV*, *VO*, *ON* şi *NA*. Să presupunem că viteza de creştere a uneia din ele, de exemplu a feţei

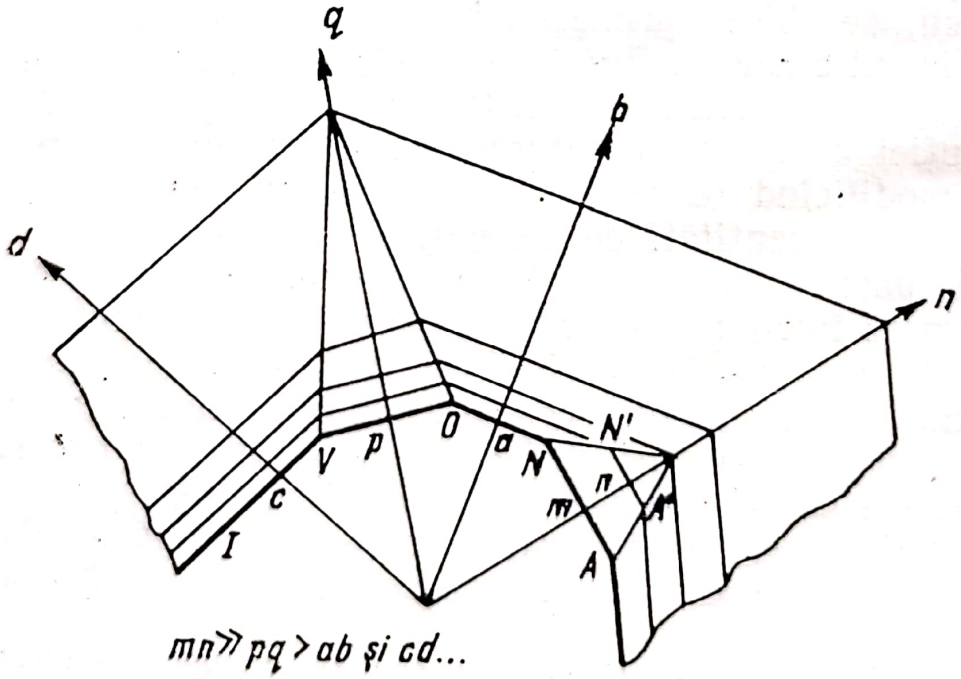


Fig. 4

NA, este cu mult mai mare decît vitezele celorlalte feţe, adică $mn \gg pq > ab$ şi cd. În asemenea condiţii, faţa NA a cristalului va ajunge după aceeaşi unitate de timp în $N'A'$. Mai departe, ea se va micşora treptat, dispărînd în cele din urmă cu viteza $v = \frac{mn}{dt}$.

Feţele IV şi ON, avînd vitezele cd şi ab cu mult mai mici decît ale feţelor NA şi VO, se vor deplasa mai încet, însă se vor mări din ce în ce în dimensiuni, pînă la intersecţie, făcînd să dispară mai întîi faţa NA care are cea mai mare viteză de creştere, mn, şi apoi faţa VO care are viteza pq, în orice caz mai mare decît vitezele ab şi cd ale feţelor ON şi IV.

Aşadar, feţele unui cristal sînt determinate de diferitele viteze de creştere ale lor, cu condiţia însă, ca unghiul dintre două feţe adiacente în creştere, să fie totdeauna mai mare ca 90°.

Din fig. 4 rezultă că *direcţiile cu viteză de creştere maximă corespund colţurilor şi muchiilor*, cristalul avînd însă tendinţa de a se delimita întotdeauna cu feţe ce cresc normal pe direcţiile cu viteză minimă. Este uşor de înţeles că acest fapt aduce o îndesire a particulelor materiale pe aceste suprafeţe. Practic însă cristalele nu sînt niciodată ideal constituite.

S-a constatat că viteza de cristalizare este egală pentru toate feţele echivalente, însă neegală pentru direcţiile neechivalente. S-a mai constatat apoi că o creştere lentă a feţelor favorizează, de obicei, dezvoltarea acestora, adică a planelor de cea mai mare densitate din reţeaua lor cristalină.

Reprezentarea grafică a valorilor atribuite vitezelor de creştere pe diferitele direcţii ale unui cristal dă naştere unor suprafeţe care pun în evidenţă simetria cristalului şi din care rezultă distribuţia vectorilor cu valori maxime şi minime de creştere.

În ceea ce priveşte mecanismul creşterii, s-a observat că poliedrul cristalin, în timpul dezvoltării sale dintr-o soluţie, este înconjurat de o pătură subţire de soluţie saturată (concentraţie C_0). Într-o soluţie suprasaturată (concentraţie C), în cazul unei creşteri liniştite, există totdeauna un curent de difuzie către suprafaţa cristalului, substanţa intrînd astfel imediat în edificiul cristalin. De aici rezultă că la procesul de cristalizare se poate

aplica formula $\frac{dx}{dt} = KS(C—C_0)$, în care cantitatea de substanță dx intră în cristal în timpul dt depinzînd de suprafața S și de potențialul de difuzie $(C—C_0)$; K, fiind un factor de proporționalitate, depinde de mai multe variabile, printre care direcția, grosimea păturii de soluție, starea de liniște sau de mișcare a soluției etc. Se poate întîmpla ca vitezele de creștere pe diversele direcții să fie foarte diferite ; astfel este posibil ca în direcțiile muchiilor creșterea să se facă atît de repede, încît dezvoltarea fețelor să fie mult încetinită față de creșterea muchiilor. În acest caz, se formează schelete de cristale, cu forme dendritice sau arborescente.

De obicei, în cazul creșterii rapide s-a observat că sub acțiunea gravitației se nasc în mod spontan în soluție și alți curenți, numiți *curenți de concentrație*, care de asemenea pot avea oarecare influență asupra creșterii cristalului, în sensul că se pot produce dezvoltări inegale ale fețelor de același fel, rezultînd astfel cristale deformate.

Procesul de creștere a cristalelor a fost interpretat prin teorii de natură termodinamică molecular-cinetică sau prin teorii care privesc defecte în creșterea cristalelor ce au ca urmare deplasarea unor drepte reticulare. S-a arătat astfel că procesul are loc pe

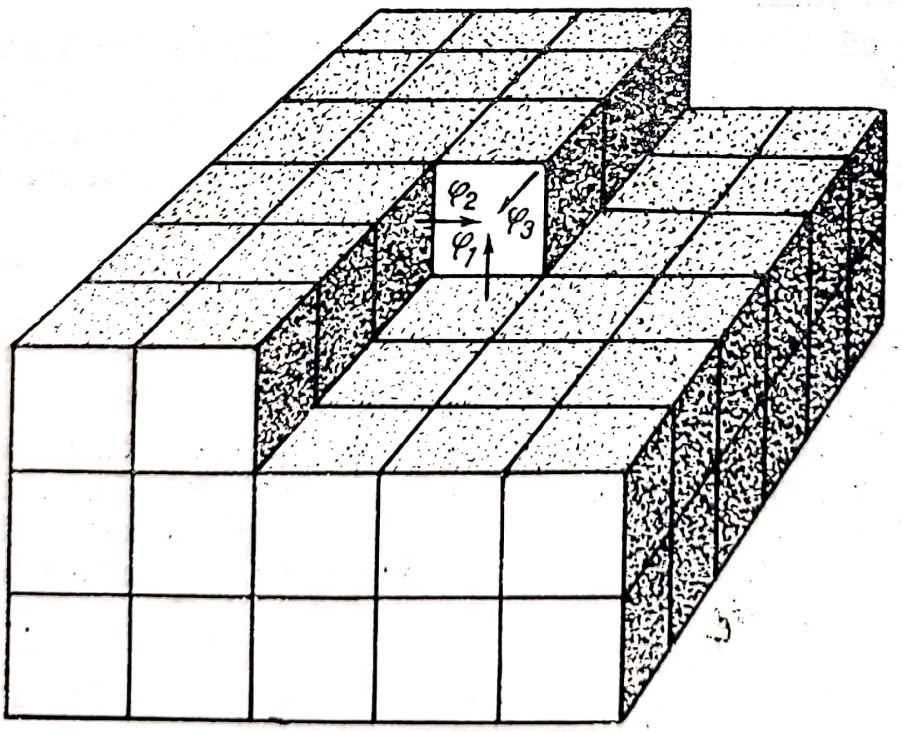


Fig. 5

baza structurii fine a suprafeţelor de cristal în legătură cu o cinetică moleculară specifică. În cadrul acestei teorii factorul K din relaţia de mai sus capătă o semnificaţie precisă.

Un cristal care ar creşte dintr-o soluţie cu o concentraţie mică, s-ar dezvolta datorită unor aşa-numiţi paşi energetici repetabili (sau echivalenţi) care ar duce la înlănţuirea particulelor în mod periodic sub formă de şiruri reticulare, plane sau în sfîrşit edificii tridimensionale.

Energia eliberată în scopul realizării unui pas energetic, s-ar împărţi în trei componente, φ_1, φ_2, φ_3, dintre care componentele φ_1 şi φ_2 sînt paralele cu faţa de cristal, iar φ_3 este perpendiculară pe primele două (fig.5).

Din jocul valorilor acestor componente rezultă, în timpul creşterii cristalului, tocmai şirurile, planele sau reţelele reticulare.

În calculul acestor valori intră o serie de factori printre care sarcinile e, distanţa r dintre particule, care ar duce în cele din urmă la explicarea apariţiei anumitor tipuri de feţe pe anumite direcţii.

Teoriile mai noi admit o creştere a cristalelor sub forma unor deplasări de strate ce s-ar succeda într-un ritm rapid, începînd de la colţurile sau de la muchiile cristalului şi ar acoperi astfel suprafaţa sa strat după strat. În funcţie de locurile de unde începe această creştere se pot naşte cristale piramidale sau cu alte forme. Dispoziţia în trepte a stratelor poate lua forma unei spirale (fig. 6).

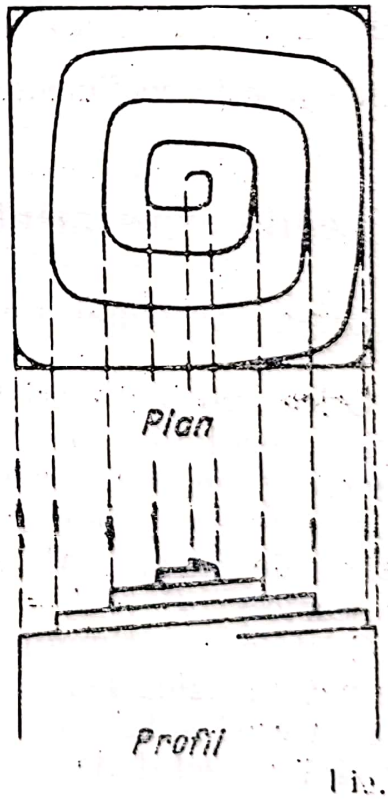


Fig. 6

Dizolvarea cristalelor

Dacă o soluţie saturată devine nesaturată, cristalele deja formate pot fi dizolvate. În cazul dizolvării, feţele cristalelor formează suprafeţe delimitate de muchii devenite curbe, iar vîrfurile se rotunjesc.

Se consideră că tocmai direcţiile cu viteză maximă de creştere devin în acelaşi timp şi direcţii cu viteză maximă de

dizolvare, adică o dizolvare deosebit de intensă are loc după vîrfuri și muchii, ceea ce determină curbarea generală a formelor cristaline. Acest lucru este ușor de înțeles, dacă ne gîndim că muchiile, și cu atît mai mult colțurile cristalului, sînt mai proeminente în comparație cu fețele și deci mai accesibile curenților de soluție nesaturată ce se formează.

La dizolvarea unui cristal, ca un prim stadiu, apar pe fețele sale niște scobituri sau ridicături, numite figuri de coroziune, care sînt importante pentru determinarea simetriei interne a cristalului.

În procesul de dizolvare a cristalului se formează la suprafețele acestuia o pătură subțire de soluție concentrată (de grosime δ și concentrația C_0). Această pătură protejează cristalul contra dizolvării, care se efectuează cu atît mai încet, cu cît grosimea ei este mai mare. Dacă prin agitare se distruge această pătură, dizolvarea înaintează din nou destul de repede. Viteza de dizolvare crește cu diferența dintre concentrația de saturație C_0 a cristalului de dizolvat, și concentrația C a soluției, adică cu potențialul de difuzie $(C_0 - C)$. Ca și în cazul creșterii cristalelor, pentru viteza de dizolvare este valabilă relația $\frac{dx}{dt} = KS\frac{C_0 - C}{\delta}$, unde K este coeficientul de difuzie, iar S — suprafața cristalului.

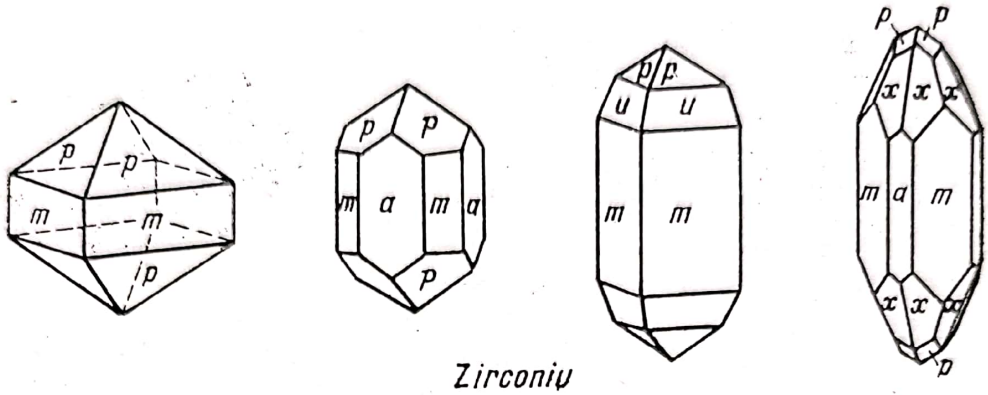
Legile experimentale ale cristalografiei

Legea constanței unghiurilor

Orice substanță cristalizată este delimitată de o formă poliedrică regulată, constituind individul cristalin. Din punct de vedere geometric, forma este determinată de fețe plane, muchii și vîrfuri. Între numărul de fețe F, numărul de colțuri C și numărul de muchii M ale unui cristal, s-a stabilit relația (Euler-Descartes): $F + C = M + 2$.

Cristalele în timpul creșterii, sînt supuse la diferite condiții, de natură fizică sau chimică. Acestea fac ca forma poliedrică regulată a cristalului să sufere, în sensul că fețele care-l delimitează capătă aspectul de pătrate, dreptunghiuri, romburi, diferite tri-

Scanned with OKEN Scanner



Zirconiu

Fig. 7

unghiuri sau, în general, diferite poligoane. Din această cauză, fețele echivalente pot prezenta aspecte diferite între ele.

Din fig. 7 se poate vedea ușor că la cristalele de zircon fețele echivalente, notate tot timpul cu aceleași litere, *m*, *p*, pot avea diferite forme poligonale.

Importante pentru orice cristal nu sînt însă forma și mărimea fețelor sau a muchiilor care delimitează fețele sale, ci unghiurile diedre dintre fețele echivalente, care nu variază ci rămîn constante, în aceleași condiții de presiune și temperatură (fig. 7). Romé de l'Isle a stabilit această lege prin măsurarea unghiurilor diedre la un număr foarte mare de cristale cu un goniometru și a ajuns astfel la stabilirea unei legi fundamentale în cristalografie, care derivă din însăși procesul de creștere a cristalelor și care se enunță astfel: *fețele de același fel se intersectează întotdeauna sub același unghi* (fig. 8), sau *un cristal este determinat prin unghiurile ce le formează fețele echivalente între ele, oricare ar fi forma lor concretă.*

Cu alte cuvinte, un cristal sau fețele sale pot să varieze oricît și oricum în înfățișarea și dimensiunile lor relative, însă înclinarea respectivă a fiecărei fețe rămîne totdeauna constantă și invariabilă pentru fiecare specie (la presiune și temperatură constantă) (fig 8).

Unghiurile diedre ale unui cristal sînt singurele elemente care, putînd fi măsurate, servesc la determinarea formei cristaline printr-un simplu calcul cristalografic. Măsurarea unghiurilor diedre

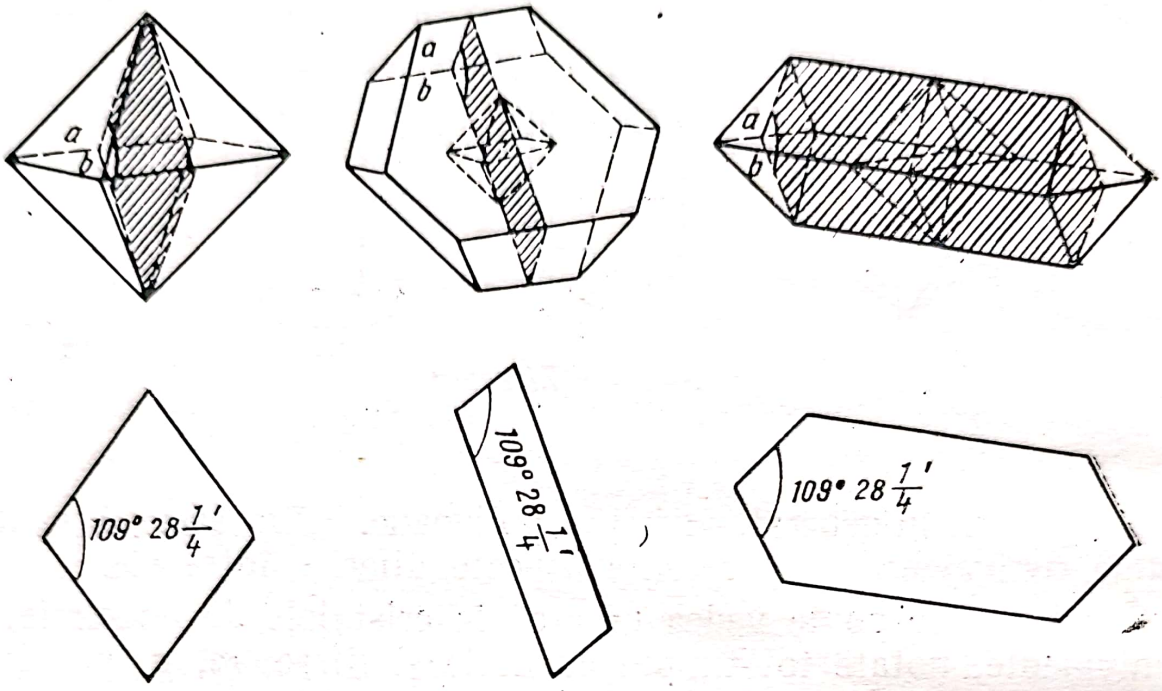


Fig. 8

ale cristalului se face cu instrumentele numite goniometre. Acestea sînt de două tipuri: goniometre de aplicație și goniometre de reflexie (cu un cerc și cu două cercuri). Primele se folosesc mai mult în studiile de teren, pentru recunoașterea pe loc a cristalelor de dimensiuni mari, iar celelalte se folosesc în laborator pentru măsurători precise la cristalele de dimensiuni mici.

Legea simetriei

Această lege are un caracter general în natură. Încă din anul 1611, Johannes Kepler a ajuns să formuleze unele idei despre simetrie, în urma examinării „zăpezii hexagonale". Mai mult, el gîndea, se pare, că această „zăpadă hexagonală" ar fi constituită chiar din așezarea unor particule strîns îngrămădite. Mai tîrziu, cam prin jurul anului 1800, au început studii mai sistematice asupra simetriei, care au culminat, în cele din urmă, cu cercetări avînd la bază concepții moderne matematice fundate pe teoria grupurilor, pe calculul matricial etc., sau pe noțiuni chimice, fizice sau pe alte noțiuni de altă natură. Astăzi noile descoperiri din diferite domenii ale științelor naturii ne furnizează din ce în

ce mai multe dovezi asupra faptului că simetria are rădăcini adînci în însăși întreaga materie, indiferent de starea și forma sub care se află. Este destul să ne gîndim numai la familia particulelor elementare, de care astăzi se vorbește destul de des și dacă în această familie încercăm să analizăm prin prisma simetriei problema particulelor elementare, vom constata că, cu ajutorul unui simplu element de simetrie, „planul", și cu operația ce decurge inevitabil din existența sa, „reflexia", ajungem imediat să schițăm o imagine perfect simetrică și instructivă a microcosmosului. Din observarea acestei imagini rezultă evident că fizicienii au descoperit tot atîtea antiparticule cîte particule elementare se cunosc (fig. 9).

Oamenii de știință mergînd mai departe și căutînd să folosească datele în legătură cu simetria particulelor elementare, au încercat să găsească chiar o relație exprimată printr-o formulă de simetrie, care să oglindească proprietățile presubstanței. Se pare că astăzi această formulă a și fost dedusă, dar pînă în prezent ea nu este încă bine fundamentată. Este vorba de actuala *„teorie unitară neliniară spinorială a cîmpului"*.

S-ar putea spune chiar că simetria, „pătrunzînd" în cel mai mic colț al materiei, transformă întreaga natură într-un „cristal".

Este foarte adevărat însă că de obicei s-au denumit cristale mai mult corpurile cu o consistență solidă, condiționată de anumite structuri. Nu este mai puțin adevărat însă că noi am întîlnit și noțiunea de cristal lichid, chiar la începutul acestei lucrări, mai ales în domeniul substanțelor organice.

În aceste ultime tipuri de cristale proprietățile lichidului se îmbină foarte bine cu proprietățile solidului, în speță, chiar cu acelea ale cristalului.

În cristalele lichide (sau moi), numite mesomorfe, forma particulelor se subordonează unor aspecte geometrice și se repartizează spațial după niște sisteme bine determinate, adică acestea nu mai sînt dezordonat așezate ca în cazul lichidelor obișnuite.

După aceste observații cu caracter general, ocupîndu-ne de substanța cristalizată, putem spune că aceasta posedă două feluri de simetrie: o simetrie exterioară numită geometrică sau singonie, care se referă la forma exterioară pe care o îmbracă substanța, ca urmare a procesului de cristalizare, și o simetrie internă numită cristalină, care se referă la aranjarea regulată a particulelor con-

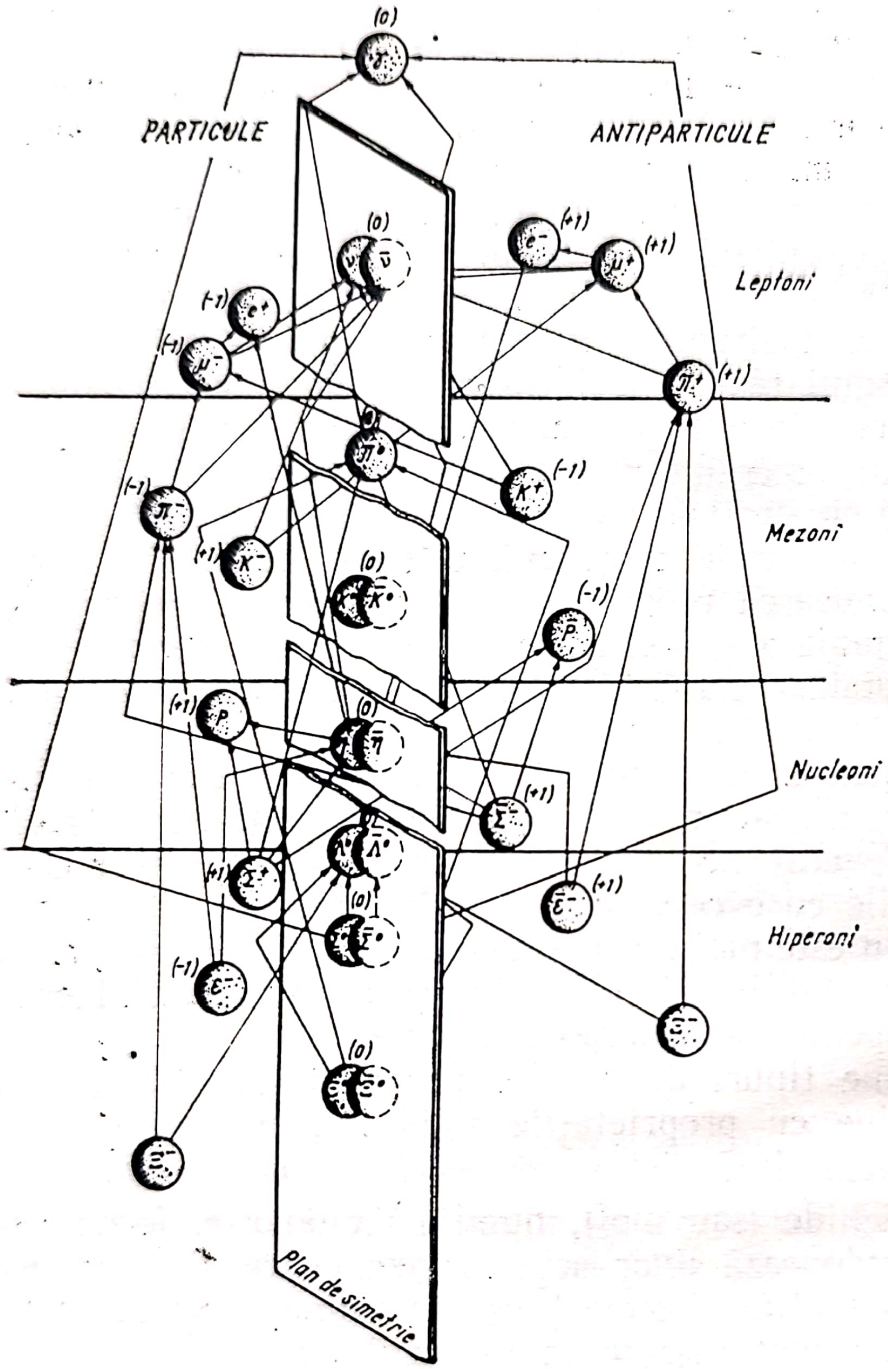


Fig. 9

stitutive ale cristalului, consecința directă a interacțiunilor dintre particulele componente.

Din punct de vedere geometric, prin simetrie se înțelege repetarea în mod regulat, conform anumitor legi, a unor componente ce constituie sau delimitează substanța. De remarcat, că foarte

multe proprietăți fizice ale substanței cristaline sau chiar procesele mecanice ce se exercită asupra ei se supun acestui fenomen cu caracter natural, ca de exemplu: clivajul, alunecările și translațiile, figurile de presiune și percuție, figurile de eflorescență, proprietățile de natură electromagnetică, repartizarea tensiunilor în jurul unor puncte solicitate etc. De asemenea, simetria joacă un rol foarte important în fenomenele de elasticitate. Diagrama polară din fig. 10 pune în evidență simetria amplitudinii undelor sonore la o membrană vibrantă, în funcție de unghiul de difracție.

Este important să remarcăm că unele disimetrii pot produce chiar efecte de simetrie și, mai mult, că disimetria este foarte adesea cauza multor fenomene fizice sau chimice.

Referindu-ne la substanța cristalină constantăm că: la corpurile poliedrice cristaline efectele de simetrie se produc *totdeauna* față de *o axă* de simetrie, față de *un plan* de simetrie și față de *un centru* de simetrie, sau de inversiune prin respectivele operații elementare de simetrie: *rotire*, *reflexie* (sau *oglindire*) și *inversiune*, sau chiar prin combinarea acestor operații.

O axă de simetrie este o direcție în jurul căreia elementele egale și identice ale unei figuri plane sau în spațiu, printr-o operație de rotire de 360° se repetă în jurul ei de *n* ori.

Axa de simetrie este un element de simetrie pentru toate proprietățile cristalului. Unghiul cu care poliedrul cristalin trebuie să se rotească pentru a face ca elementele sale egale și identice

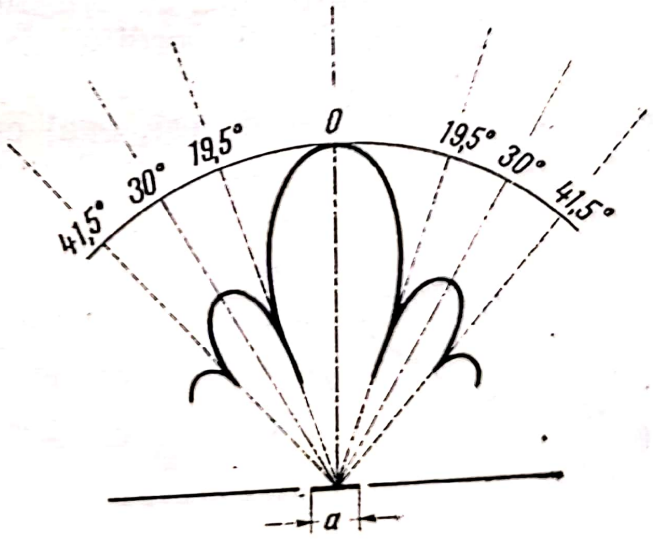


Fig. 10

să fie superpozabile, se numește unghiul elementar de rotație al axei și se notează cu α. Acest unghi se cuprinde în 360° de un număr de ori, adică $\alpha = \frac{360^\circ}{n}$, în care n este un număr întreg și se numește ordinul sau gradul axei. Geometria oferă posibilitatea unei nesfîrșite serii de axe de diferite ordine, corespunzătoare unor numere întregi. În cazul cristalelor însă, constituite din sisteme reticulare infinite, se constată în mod natural și în același timp se demonstrează matematic, că nu sînt posibile axe de simetrie de ordinul cinci și nici mai mari de ordinul șase. Sînt posibile deci numai axele de simetrie de gradul (sau ordinul) 2, 3, 4 și 6 (fig. 11). Axele de simetrie se notează de obicei cu A^n. Axele se mai notează și cu L_n sau simplu cu n, gradul axei.

Simbolic și grafic axele se notează astfel:

axele binare A^2 cu semnul 0 și corespund unui unghi de rotire de 180°; axele ternare A^3 cu semnul △ și corespund unui unghi de rotire de 120°; axele cuaternare A^4 cu semnul □ și corespund unui unghi de rotire de 90°;

axele senare A^6 cu semnul ⬡ și corespund unui unghi de rotire de 60°.

Axele de simetrie se mai numesc și *gyre* (de exemplu: digyră, trigyră etc.).

La poliedrele cristaline se pot găsi mai multe axe de același ordin, sau mai multe axe de diferite ordine; de exemplu cubul are $3A^4\ 4A^3\ 6A^2$. Practic, ordinul axei de simetrie poate fi redat și de un grup de elemente identice, care se repetă în jurul capătului de axă, de un număr de ori, egal cu ordinul axei; de exemplu, la cub capătul axei de ordinul patru coincide cu centrul feței

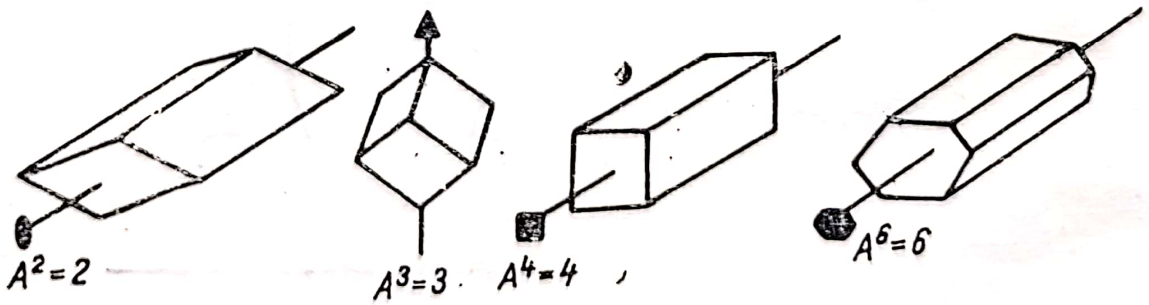


Fig. 11

de cub și este înconjurat de patru muchii sau patru unghiuri egale și superpozabile printr-o rotație de 90° (fig. 12).

La cristale, în afară de axe de simetrie simplă, mai există axe de inversiune. Ele apar ca o direcție în jurul căreia printr-o rotire de un unghi oarecare și apoi printr-o inversiune simultană față de centrul lui, poliedrul se suprapune lui însuși. Această axă se notează cu A_i (sau cu L_i).

Centrul de inversiune fiind doar o parte componentă a axei de inversiune, în mod practic poate să nu apară, ca un element de simetrie independent, adică poliedrele cu axe de inversiune pot să nu aibă centru de simetrie. De e x e m p l u, poliedrul din fig. 13 (tetraedru tetragonal) este lipsit de centru de simetrie. Axa XX_1 corespunde unei axe simple de simetrie binară A^2. Prin rotirea poliedrului în jurul axei XX_1 cu 180°, acesta se suprapune lui însuși în așa fel, încît fața ABC se substituie feței ABD. În același timp, dreapta XX_1 (A^2) este și o axă de inversiune de ordinul patru (A_{i_4}). În adevăr, dacă ne imaginăm că rotim fața triunghiulară ABC numai cu 90° în jurul dreptei XX_1, atunci fața va veni

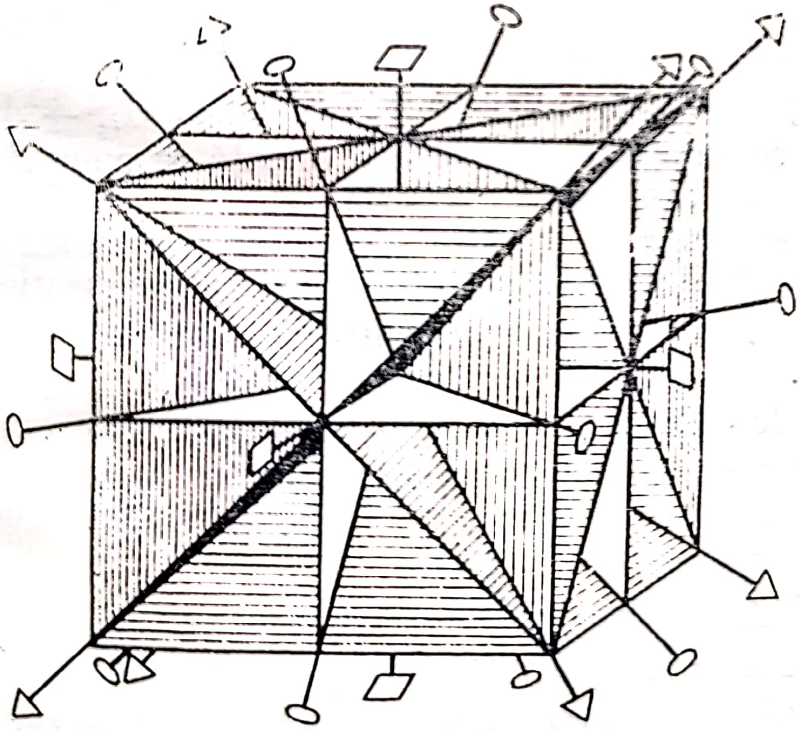


Fig. 12

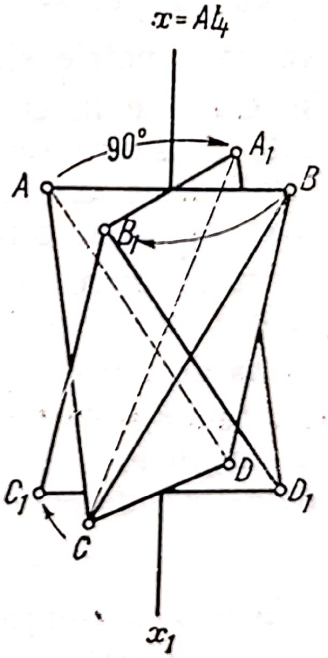


Fig. 13

în poziția $A_1B_1C_1$: procedînd apoi la o operație de inversiune față de centrul poliedrului (care nu este un centru de simetrie), această față se va suprapune feței BCD.

Repetînd operațiile de rotire și inversiune față de centrul poliedrului, pentru toate elementele sale geometrice, se constată că acesta se suprapune lui însuși în așa fel, încît într-o rotire completă de 360° se vor obține patru asemenea suprapuneri. În această situație dreapta XX_1 (A^2) apare ca o axă de inversiune de ordinul patru, A_{i_4}. La poliedrele cristaline s-a putut dovedi posibilitatea de existență a următoarelor axe de inversiune, notate astfel: A_{i_1}, A_{i_2}, A_{i_3}, A_{i_4} și A_{i_6}.

Între elementele de simetrie simple și între axele de inversiune de diferite ordine, există o echivalență perfectă putîndu-se constata că A_{i_1}, A_{i_2} și A_{i_3} corespund elementelor simple de simetrie, de exemplu $A_{i_1} = C$, adică rotirea cu 360° aduce poliedrul în poziția inițială, sau $A_{i_2} = P$ (plan de simetrie), iar $A_{i_3} = A^3 + C$.

În mod practic, întîlnim de obicei numai axele de inversiune A_{i_4} și A_{i_6}.

Axa de inversiune de ordinul patru, A_{i_4}, este în același timp o axă de simetrie simplă binară, adică se poate scrie că $A_{i_4} \rightleftharpoons A^2$ (în cazurile în care se constată această echivalență se pune săgeată deasupra semnului egal, adică se scrie $\rightleftharpoons$).

Poliedrele cristaline, care au printre elementele de simetrie o axă A_{i_4} nu au centru de simetrie. În același timp trebuie menționat că nu orice axă A^2, în absența unui centru de simetrie, corespunde unei axe A_{i_4}.

Axa de inversiune de ordinul șase A_{i_6} este totdeauna egală cu o axă de simetrie ternară A^3 și cu un plan perpendicular pe ea, însă acesta nu este un plan de oglindire al poliedrului, încît axa de inversiune de ordinul șase se poate scrie:

$$A_{i_6} = A^3 \perp P \text{ (fără acțiune de simetrie).}$$

Adesea acțiunea axelor de inversiune A_{i_4} sau A_{i_6}, adică acțiunea de rotire combinată cu inversiunea sau cu reflexia, se substituie cu acțiunea unui așa-zis plan de *simetrie alternă*, care se

notează cu $\omega^{2(\text{sau } 3)}$. Acesta nu apare însă ca un plan de simetrie prin oglindire directă a poliedrului cristalin, decît numai după ce una din jumătăţile poliedrului suferă o rotire în jurul lui A_{i_4}, sau A_{i_6} (fig. 14), cu un unghi egal cu jumătate din unghiul axei simple, adică: $A^2 = \frac{180°}{2} = 90°$ şi $A^3 = \frac{120°}{2} = 60°$.

Alt element de simetrie important este planul de simetrie. Acesta împarte figura sau poliedrul cristalin în două părţi egale, astfel încît cele două jumătăţi se oglindesc, adică se găsesc situate una în raport cu cealaltă, ca obiectul faţă de imaginea sa în oglindă. Planul de simetrie se notează cu litera P (sau m în notaţia internaţională) şi apare cu acelaşi efect pentru toate proprietăţile cristalului. Planul perpendicular pe o axă principală de grad superior, A^4 sau A^6, se notează, de obicei, cu π.

Elementul cel mai simplu faţă de care un poliedru cristalin prezintă o simetrie a părţilor sale componente (feţe, muchii, colţuri), este un punct situat în interiorul lui, numit *centru de inversiune* sau *centru de simetrie*. În interiorul poliedrului cristalin, acest punct se găseşte situat în aşa fel, încît orice dreaptă care trece prin el, întîlneşte la ambele capete, la distanţe egale, puncte identice. El se notează cu C; centrul de inversiune apare ca un punct de reflexie.

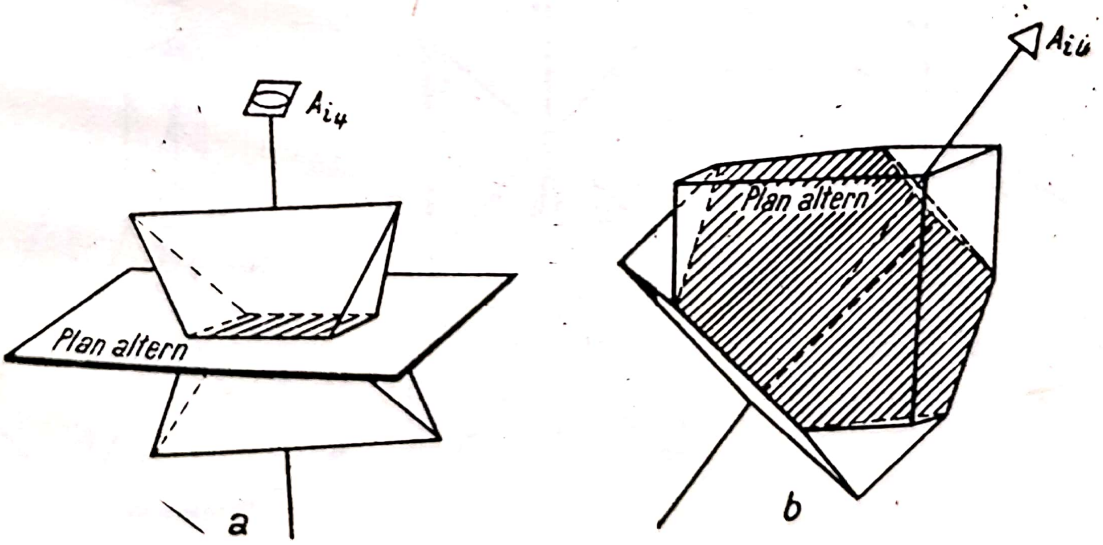
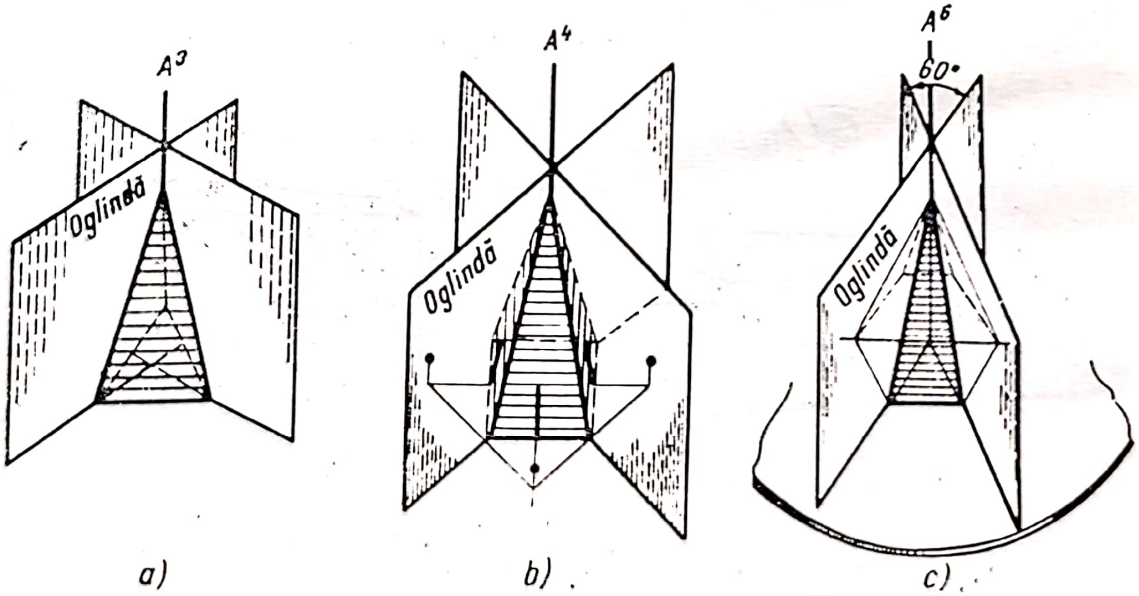


Fig. 14

Existența unui centru de inversiune, printre elementele de simetrie ale unui poliedru cristalin, conduce la concluzia că fiecărei fețe îi corespunde o altă față, egală și invers paralelă cu ea. Dacă uneia din fețele poliedrului cristalin nu-i corespunde o altă față paralelă și egală, atunci poliedrul nu are centru de inversiune.

Toate elementele de simetrie ale unui poliedru cristalin, începînd de la cele mai simple pînă la cele mai complicate, se pot deduce matematic. De asemenea, se poate arăta în același mod că, în cristalografie, mai sînt posibile și alte operații de simetrie, care se referă în mod exclusiv numai la structurile interne infinite ale poliedrelor cristaline. O deducere matematică a acestora nu este necesară; ne vom referi însă la cîteva consecințe mai importante ale teoremei de mai jos, din care rezultă că elementele și operațiile de simetrie simple sau complexe, care aparțin atît simetriei exterioare cît și celei interioare ale unui cristal, se pot deduce toate, în mod foarte simplu, numai prin operația de reflexie. Teorema arată că: două părți egale ale unui poliedru oarecare, se pot totdeauna suprapune cu ajutorul reflexiei. Numărul maxim al reflexiilor este egal cu patru. Astfel, *reflexia față de un plan* duce la existența unui plan de simetrie P al poliedrului cristalin sau al structurii cristaline.



a) b) c)

Fig. 15

Reflexia față de două plane ce se intersectează după un unghi oarecare este identică cu acțiunea de rotire a unei axe A, care trece prin intersecția acestor plane și permite un unghi de rotire de două ori mai mare decît unghiul dintre cele două plane. Dacă considerăm diferite unghiuri între planele intersectate se pot obține atunci axe de orice ordin. La poliedrele cristaline nu vor exista însă decît A^2, A^3, A^4, A^6 (fig. 15 *a,b,c*). *Reflexia față de două plane paralele* este echivalentă cu operația de translație a figurii, paralel cu ea însăși, de un parametru de două ori mai mare decît distanța dintre plane (fig. 16). Operația nu este însă posibilă la poliedrele cristaline, adică la figurile finite, ea este însă posibilă la structurile interne cristaline.

Reflexia pe trei plane care se intersectează într-un punct corespunde cu acțiunea unei axe de inversiune A_i. În particular însă, intersecția a trei plane reciproc perpendiculare este echivalentă cu acțiunea unui centru de inversiune C (fig. 17). Reflexia pe trei plane ce nu se intersectează într-un același punct corespunde unei reflexii pe un singur plan urmată de o translație paralelă cu

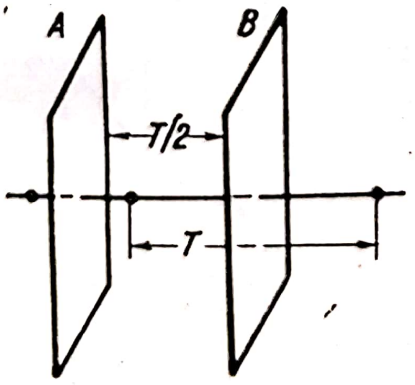


Fig. 16

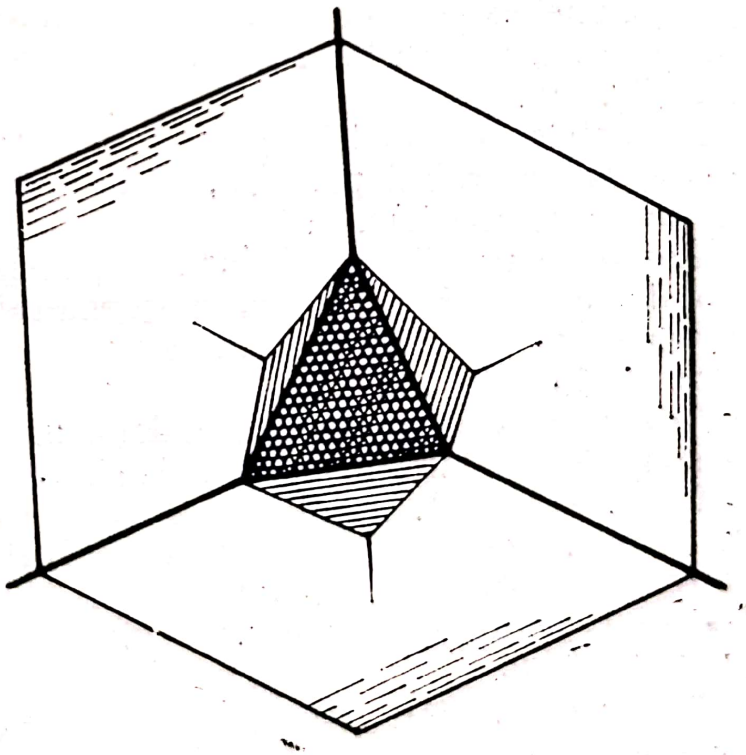


Fig. 17

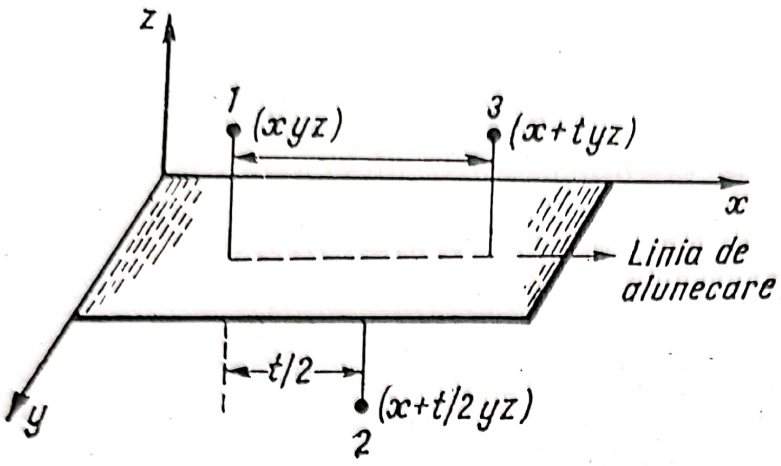


Fig. 18

el. Operaţia conduce la un nou element de simetrie, mai complex, şi anume la planul de reflexie cu alunecare (fig. 18), propriu simetriei structurilor interne infinite a poliedrelor cristaline.

Reflexia pe patru plane introduce, pentru sistemele reticulare infinite, proprii structurilor interne ale poliedrelor cristaline, operaţia unei axe simple şi translaţia simultană paralelă cu aceasta, adică o axă elicoidală (fig. 19).

Elementele de simetrie pot să se întîlnească, la un acelaşi poliedru, atît izolat, cît mai ales asociate.

Asociaţiile posibile se deduc însă pe baza unor teoreme, care permit să se ajungă uşor la toate combinaţiile posibile ale elementelor de simetrie. Astfel:

T e o r e m a I. Intersecţia a două plane de simetrie este totdeauna o axă de simetrie.

T e o r e m a II. Prezenţa a două axe de simetrie de acelaşi grad, concurente, determină existenţa unei a treia axe, identică cu celelalte, ce trece prin intersecţia primelor două.

T e o r e m a III. Prezenţa unei axe de simetrie de ordinul n perpendiculară pe o axă de ordinul doi, determină existenţa

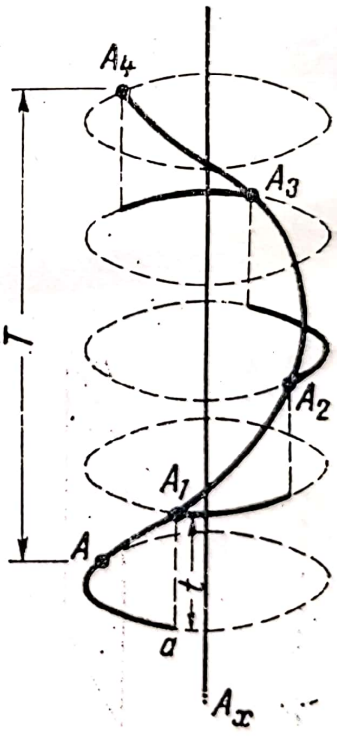


Fig. 19

a n axe de ordinul doi perpendiculare pe axa de ordinul n și prinse toate în același plan. Formula cristalografică care ilustrează teorema, se scrie astfel: $A^n\ nA^2\ (\perp A^n)$, de exemplu, dacă $n = 4$ atunci formula devine $A^4\ 4A^2$ (tabelul I cazul 4).

T e o r e m a IV. Prezența unui plan de simetrie, care conține o axă de simetrie de ordinul n (A^n), determină existența a n plane de simetrie care trec prin această axă de-a lungul ei (tabelul I cazul 3).

O serie de alte trei teoreme pot fi ilustrate și exprimate foarte simplu prin următorul *corolar*: existența a două dintre elementele de simetrie A^{2n}, P sau C (tabelul I cazul 2) determină totdeauna prezența celui de al treilea element de simetrie.

Din a patra teoremă decurg cîteva consecințe care pot fi demonstrate matematic (și observate din tabelul I cazul 3).

După o succintă prezentare a elementelor și operațiilor de simetrie cît și a interacțiunii lor la poliedrele și structurile cristaline, apare necesar să scoatem în evidență sensul fizic al tuturor direcțiilor din cristal, aceasta cu atît mai mult cu cît o deducere a claselor de simetrie se impune.

În principiu la poliedrele cristaline, din acest punct de vedere, se cunosc două feluri de direcții și anume: direcții unice și direcții simetric egale.

Direcția unică nu se repetă în poliedrul cristalin. Astfel, formele din fig. 11 au respectiv cîte o singură axă de gradul 2, 3, 4, și 6, care constituie în același timp și cîte o direcție unică. Direcțiile simetric egale sînt direcții care față de elementele de simetrie ale poliedrului cristalin se repetă de mai multe ori. De exemplu, la cub axa ternară A^3 se întîlnește de patru ori în jurul lui A^4 ($4A^3$); axa cuaternară — de trei ori în jurul lui A^3 ($3A^4$) etc. Cubul nu are direcții unice, ci numai direcții simetric egale (vezi fig. 12).

Poliedrele cristaline, care nu conțin elemente de simetrie sau care conțin numai centru, au numai direcții unice.

Pentru ca o direcție într-un poliedru cristalin să existe și să rămînă unică, ea trebuie să aibă o anumită orientare față de elementele sale de simetrie. Astfel, o direcție oarecare este și rămîne unică față de centrul de inversiune prin efectul său.

Față de planele de simetrie ale unui poliedru cristalin, o direcție unică poate fi numai perpendiculară sau cuprinsă într-un plan de

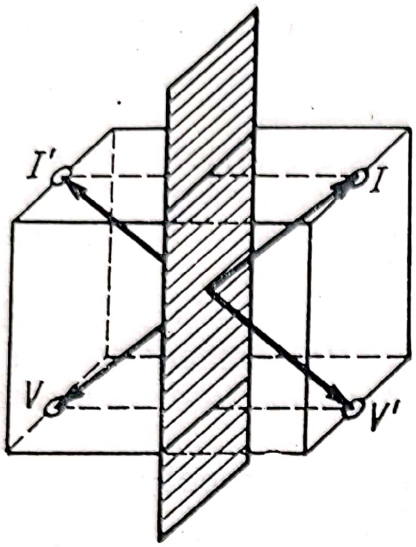


Fig. 20

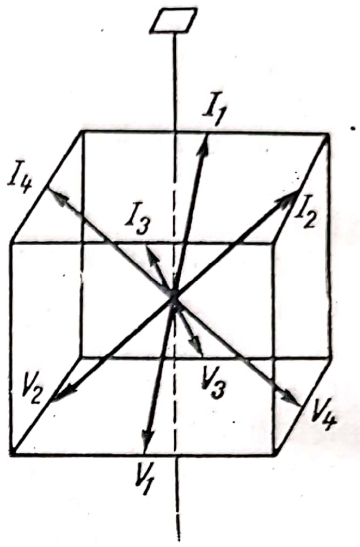


Fig. 21

simetrie al poliedrului. Nu poate avea însă poziții înclinate față de un plan de simetrie (fig. 20), deoarece în acest caz conduce, prin efectul reflexiei, la direcții (IV și $I'V'$) simetric egale.

Față de axele de simetrie ale unui poliedru cristalin, o direcție unică nu este împiedicată de axa binară, perpendiculară pe ea, sau de axele de simetrie de orice ordin, care coincid cu aceste direcții (vezi fig. 11). Direcția unică I_1V_1 nu poate avea însă poziții înclinate în raport cu o axă A^n, deoarece în acest caz ele conduc, prin efectul rotirii, conform gradului n al axei, la direcții simetric egale. În cazul din fig. 21, $n = 4$, iar direcțiile unice devin simetric egale, echivalente cu $4A^2$.

Clase de simetrie

Totalitatea elementelor de simetrie determinate la un poliedru cristalin constituie formula sa de simetrie. Această formulă caracterizează în același timp și o clasă de simetrie, sau o clasă cristalografică.

În cristalografie sînt posibile 32 de clase de simetrie, care se mai numesc grupe punctuale și se deduc fie pe baza existenței direcțiilor unice, fie pe baza lipsei acestor direcții.

Scanned with OKEN Scanner

Considerînd direcţia unică în cristal, mai întîi împreună cu cîte un singur element de simetrie, şi apoi împreună cu mai multe elemente de simetrie se ajunge uşor la determinarea a 29 de clase de simetrie din 32 posibile, care toate posedă de la o infinitate de direcţii unice pînă la o singură direcţie unică (vezi tabelul I).

La cristalele care posedă direcţii unice, după ce se scad două clase de simetrie care se repetă (haşurate, în tabelul I, rombic şi paralel), se găsesc în total 27 de clase de simetrie, deduse exclusiv pe baza existenţei acestor direcţii.

La cristalele lipsite de direcţii unice, în care pentru fiecare direcţie se găsesc şi alte direcţii simetric egale, mai sînt posibile următoarele cinci clase de simetrie redate sub formă de tabel:

Primitive	Centrate	Plane (planare)	Axiale	Plan axiale
$3A^{2/4*}\ 4A^3$	$3A^{2/4}\ 4A^3\ 3PC$	$3A^{2/4}\ 4A^3\ 6P$	$3A^4\ 4A^3\ 6A^2$	$3A^4\ 4A^3\ 6A^2\ 9PC$

* In cazul acesta $n = 2/4$. Fracţia se citeşte *doi fost patru*. Aceasta înseamnă o axă de ordinul patru degradată în ordinul doi.

Adăugînd aceste cinci clase de simetrie fără direcţii unice la celelalte 27 clase de simetrie cu direcţii unice, se obţin 32 de clase de simetrie care corespund la cele 32 de combinaţii posibile ale elementelor de simetrie la poliedrele cristaline.

Singonii

Din studiul simetriei poliedrelor cristaline, a rezultat în mod justificat existenţa a 32 de clase de simetrie (numite şi grupe punctuale).

Fiecare clasă apare reprezentată printr-o formulă de simetrie, caracterizată fie prin axe şi plane, cu sau fără centru, fie numai prin centru, fie fără nici un element de simetrie. Clasele de simetrie se pot şi ele grupa după unul sau mai multe elemente de simetrie identice, definind singonia sau sistemul cristalin.

Dacă se grupează după caractere comune toate formulele de simetrie obţinute, rezultă aşezarea din tabelul II cu caractere bine

Scanned with OKEN Scanner

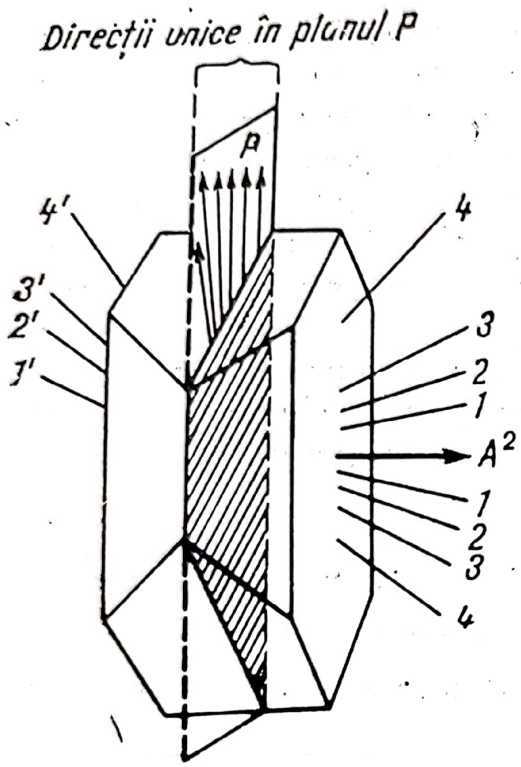


Fig. 22

distincte, atît pe verticală cît și pe orizontală. Pe verticală se disting singoniile: inferioară, medie și superioară.

Sistemele cristaline încadrate în categoria inferioară se caracterizează în general, prin mai multe direcții unice și prin lipsa axelor de ordin mai mare ca doi. Ea cuprinde: *sistemul triclinic*, în care toate direcțiile sînt unice, *sistemul monoclinic*, în care apar mai multe direcții unice (aflate în planul P și însăși A^2) și mai multe direcții simetric egale față de planul P sau față de A^2 (fig. 22) și *sistemul rombic* (sau *ortorombic*), care posedă trei direcții unice ce coincid fiecare cu cîte un A^2.

Sistemele cristaline din categoria medie se caracterizează, în general, printr-o singură direcție unică, care coincide cu singura axă de ordin mai mare decît doi. Ea cuprinde: *sistemul romboedric* sau *trigonal*, în care singura axă, A^3, coincide cu direcția unică, *sistemul patratic* sau *tetragonal*, în care singura axă, A^4 (sau A_{i_4})*, coincide cu direcția unică, și *sistemul hexagonal* în care singura axă, A^6(sau A_{i_6}), corespunde cu direcția unică.

Singonia superioară se caracterizează, în general, prin prezența mai multor axe de ordin mai mare ca doi și este lipsită complet de direcții unice. În această singonie se întîlnește numai sistemul cubic, care se caracterizează prin prezența continuă a $4A^3$ în toate clasele de simetrie.

Din analiza pe verticala tabelului II se observă 7 sisteme cristaline, cuprinzînd fiecare cîte un număr de clase de simetrie: sistemul triclinic cu 2 clase de simetrie, sistemul monoclinic cu 3 clase de simetrie, sistemul rombic cu 3 clase de simetrie, sistemul trigonal cu 5 clase de simetrie, sistemul tetragonal cu 7 clase de simetrie,

* $A_{i_4} = A^{2/4}$ (se citește $A^{2 fost 4}$).

sistemul hexagonal cu 7 clase de simetrie, sistemul cubic cu 5 clase de simetrie (vezi și tabela I). În total, 32 de clase de simetrie.

Pe orizontala tabelului II se poate observa că cele 32 de clase de simetrie se grupează după același grad de simetrie* astfel: *5 clase de simetrie numite și primitive sau tetartoedrice, 5 clase de simetrie centrate sau parahemiedrice, 6 clase de simetrie cu plane (planare) sau antihemiedrice, 6 clase de simetrie axială (sau holoaxe), 6 clase de simetrie plan—axiale sau holoedrice, 2 clase cu plane de inversiune* (numite și *antihemiedrice* respectiv *sfenoedrică* sau *trigonoedrică*), *2 clase de simetrie primitive de inversiune* (numite și *tetartoedrice*, respectiv *sfenoedrică* sau *trigonoedrică*).

Din cele 32 de clase de simetrie, numai șase conțin toate elementele de simetrie. Restul de 26 de clase de simetrie trebuie completate cu noi elemente de simetrie (afară de clasa centrată de la sistemul triclinic), în conformitate cu teoremele de mai sus, pentru a se ajunge la simetria claselor plan-axiale sau holoedrice, ale sistemelor respective.

Asemenea clase care trebuie completate cu noi elemente de simetrie, poartă numele de clase *meriedrice*. Clasele meriedrice pot fi *hemiedrice*, în care caz, pentru a se ajunge la clasele plan-axiale sau holoedrice, este necesar și suficient să se introducă numai un singur element de simetrie independent; și *tetartoedrice*, în care caz, pentru a se putea ajunge la clasele plan axiale sau holoedrice, este absolut necesar să se adauge două elemente de simetrie independente.

Din punct de vedere practic, tabelul II oferă imediate posibilități de încadrare a oricărui poliedru cristalin în singonia, respectiv sistemul și clasa de simetrie corespunzătoare. În acest scop se determină mai întîi, printr-o simplă așezare pe masă, dacă poliedrul are sau nu fețe paralele, adică dacă are sau nu un centru de simetrie. Existența centrului de simetrie limitează posibilitățile de încadrare a poliedrului numai la clasele centrate (parahemiedrice) sau la clasele plan axiale (holoedrice). Determinarea în continuare doar a unei singure axe (principale), dă indicații imediate asupra singoniei respectiv sistemului și apoi asupra clasei de simetrie.

* Vezi și tabelul I ultima coloană în care sînt date denumirile claselor de simetrie. Aceleași caractere se atribuie și celor cinci clase de simetrie de la singonia superioară de la p. 37.

Scanned with OKEN Scanner

Dacă se constată că poliedrul cristalin nu are centru de simetrie, atunci clasele de simetrie centrate sînt eliminate de la început și se caută în continuare să se determine planele de simetrie. În cazul în care acestea au fost puse în evidență, poliedrul cristalin nu poate să aparțină decît claselor cu plane (antihemiedrice) sau cu plane de inversiune (antihemiedrică, sfenoedrică sau trigonoedrică) și anume: dacă axa principală nu are plan perpendicular pe ea, însă prin ea trec tot atîtea plane cîte indică gradul ei, atunci poliedrul aparține claselor cu plane (planare sau antihemiedrice) și sistemului (sau singoniei) corespunzător axelor de simetrie; dacă axa principală are plan de simetrie sau axe de inversiune, sau plan de simetrie alternă perpendicular pe ea, atunci poliedrul aparține clasei cu plane de inversiune sau antihemiedrice sfenoedrică, respectiv trigonoedrică.

În cazul în care nu s-a evidențiat nici un plan de simetrie, poliedrul poate să aparțină: fie claselor primitive (tetartoedrice) dacă se găsește numai cîte o axă principală de simetrie sau în cazul singoniei cubice $3A^{2/4}$ alături de $4A^3$, fie claselor de simetrie axiale (holoaxe) atunci cînd poliedrul cristalin trebuie să aibă toate axele de simetrie ale sistemului respectiv, fie claselor de simetrie primitive de inversiune (tetartoedrice) sfenoedrică, respectiv trigonoedrică, dacă apare o singură axă principală A_{i_n}.

Reprezentarea grafică a formelor cristaline (proiecții)

Prin proiecție se înțelege reprezentarea rapoartelor care există între elementele geometrice, colțuri și muchii, ale unui cristal, pe o suprafață numită suprafață de proiecție.

În principiu, reprezentarea cristalelor se poate face prin metode simple legate direct de procedeul vizual, cum ar fi metoda perspectivei paralele ortogonală sau înclinată, și prin metode în care proiecția cristalelor se face înlocuindu-se elementele geometrice, colțuri și fețe, care delimitează forma, prin drepte, cercuri sau chiar puncte.

Perspectiva dă o imagine a aspectului exterior al cristalului pe un plan în care dimensiunile cristalului și relațiile unghiulare dintre fețele sau muchiile sale sînt neglijate.

În proiecțiile prin substituție se neglijează aspectul exterior al cristalului, dar se păstrează relațiile sale unghiulare. În cazul

Scanned with OKEN Scanner

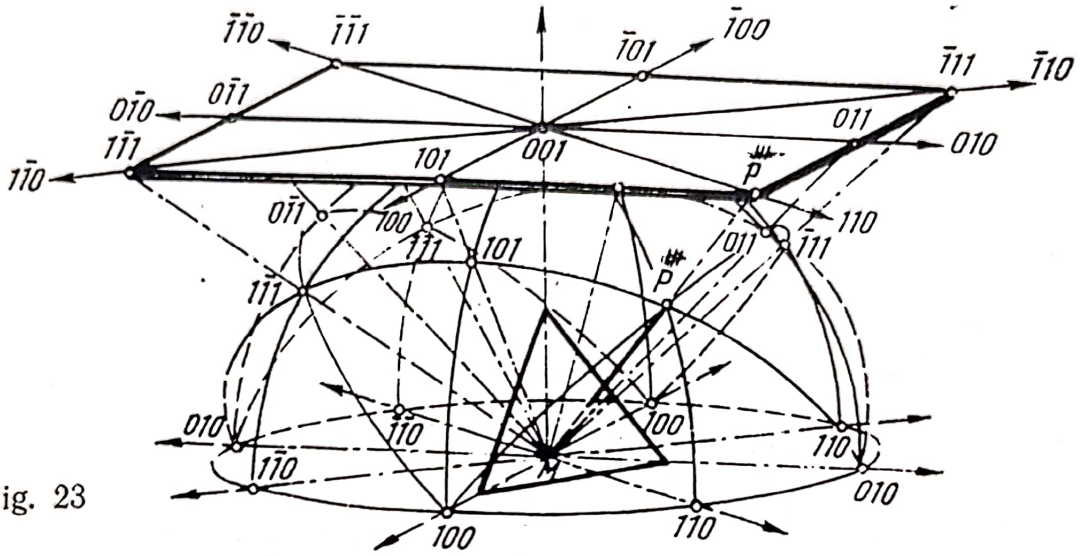


Fig. 23

acestor procedee, o față de cristal se poate înlocui printr-o linie (normala la față) sau mai departe printr-un punct. Proiecțiile prin substituție pot fi *liniare* — autigrafică și ciclografică — și *polare* (sferice) — gnomonică și stereografică.

Proiecțiile liniare nu se mai utilizează. Cele mai des folosite astăzi în cristalografie sînt însă proiecțiile polare (sferice): gnomonică și stereografică. Metoda gnomonică consideră cristalul plasat cu centrul său în centrul unei sfere de proiecție (fig. 23). Din centrul sferei, unde se găsește și punctul de vedere, se duce o perpendiculară la o față oarecare M. Se prelungește această perpendiculară pînă cînd ea intersectează sfera de proiecție în punctul P (polul feței). Proiecția acestei fețe se obține apoi prin prelungirea perpendicularei pînă în punctul p de pe planul orizontal tangent la sferă. Metoda prezintă avantaje dar și dezavantaje, în special la proiectarea fețelor de cristal perpendiculare pe planul de proiecție.

Metoda stereografică este avantajoasă deoarece oferă o reprezentare foarte precisă și fidelă a parametrilor, precum și a tuturor fețelor de cristal, sub orice înclinare, pe un același plan. Metoda consideră cristalul așezat în centrul unei sfere (fig. 24), ca și în cazul proiecției gnomonice; axele sale cristalografice corespund cu axele sferei. Ca plan de proiecție se consideră însă planul ecuatorial ce trece prin centrul sferei. Punctul de vedere se consideră

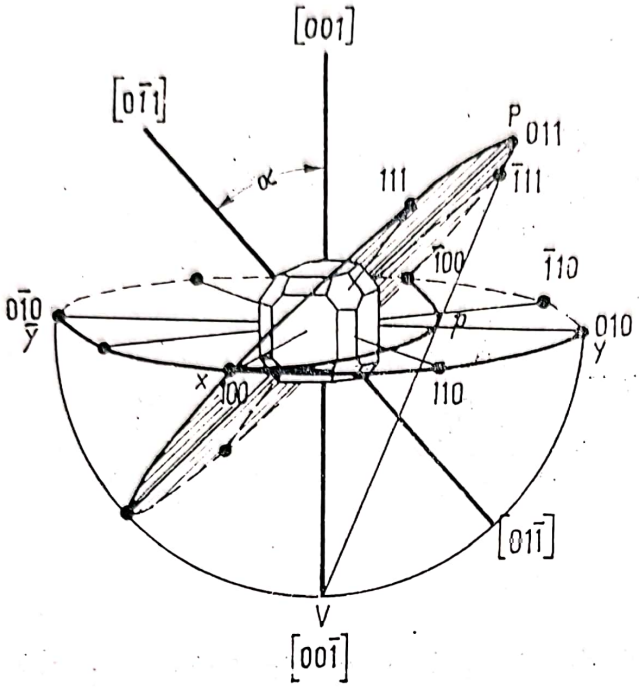


Fig. 24

în polul nord sau sud al sferei, după cum feţele se găsesc înclinate deasupra sau dedesubtul planului ecuatorial.

Principiul de proiecţie este următorul: din centrul cristalului se duce o perpendiculară pe o faţă oarecare a cristalului. Se prelungeşte această perpendiculară, pînă ce ea intersectează sfera de exemplu în punctul P (polul feţei). Considerînd punctul de vedere în polul sud al sferei, notat cu V, şi unind acest punct cu polul P al feţei, obţinem dreapta VP, care intersectează planul de proiecţie în punctul p. Acest punct situat pe planul ecuatorial este proiecţia stereografică a polului P, respectiv a feţei cristalului.

Pentru rezolvarea uşoară şi rapidă în mod grafic a mai multor probleme de cristalografie, sau din alte domenii, se utilizează o reţea provenită din proiecţia stereografică a cercurilor mari şi mici ale unei sfere, numită reţeaua Wulff. Această reţea (fig. 25) constă din proiecţia stereografică condiţionată a meridianelor şi paralelelor, trasate pe sferă, de exemplu din două în două grade. Condiţia este ca proiecţia acestor elemente să se facă pe un plan meridian xy (N) $\bar{x}\bar{y}$ (S) al sferei (fig. 26), în aşa fel încît diametrul vertical NS al sferei să corespundă cu axul $y\bar{y}$ al sferei.

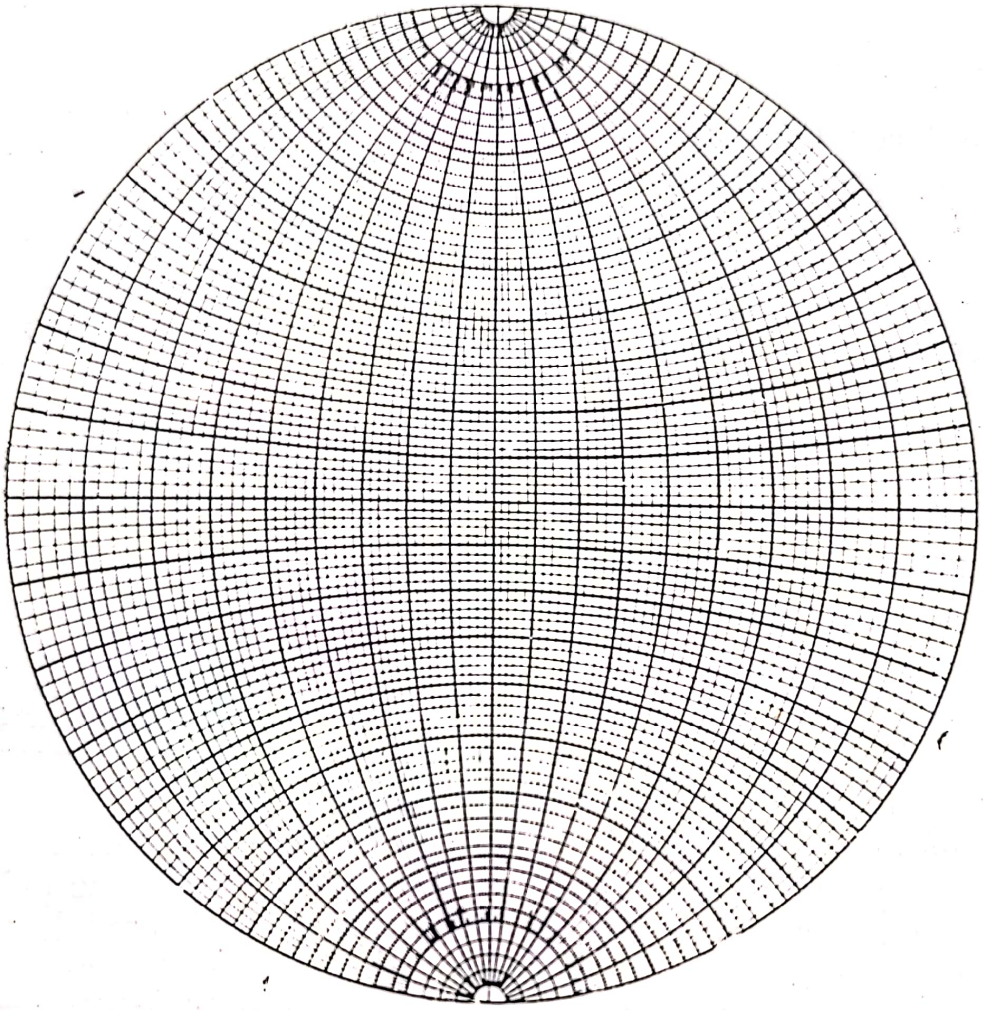


Fig. 25

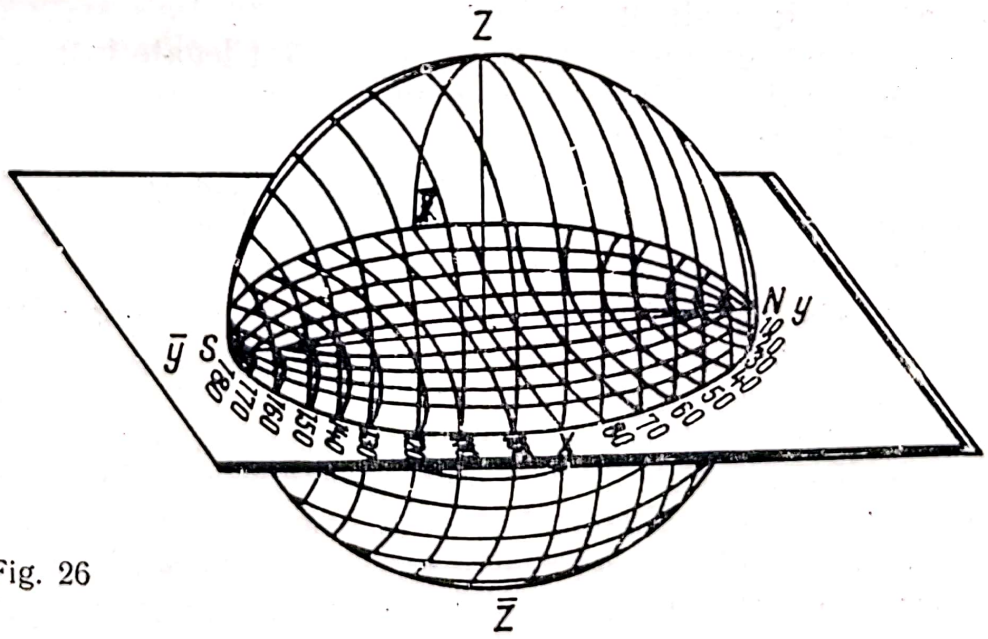


Fig. 26

Scanned with OKEN Scanner

Planul ecuatorial xz $\bar{x}\bar{z}$ devine, în acest caz, perpendicular pe planul de proiecție, iar cercul care îl delimitează se proiectează după direcția EV (est-vest). Proiecția astfel obținută cuprinde în același plan atît cercurile paralele ale sferei, cît și meridianele ei, care se intersectează ortogonal și constituie rețeaua Wulff.

Cu rețeaua Wulff se pot face o serie de operații practice cum ar fi: determinarea polului unei fețe care formează un unghi oarecare cu axa z; determinarea cercului mare care trece prin polii a două fețe, precum și unghiul format de aceste două fețe; determinarea raportului axial și indicii unor diferite fețe, sau altele.

Formele poliedrelor cristaline

După aspectul lor, formele poliedrelor cristaline pot fi formate din același tip de fețe echivalente și simetric așezate, numite forme simple, sau pot fi formate din fețe diferite ca formă și mărime, cu alte cuvinte din mai multe forme simple, numite forme compuse.

Fețele unei forme simple trebuie să fie ideal dezvoltate, să aibă aceeași mărime și același contur, deoarece ele se deduc prin repetarea uneia și aceleiași fețe, în conformitate cu elementele de simetrie ce-i revin. Astfel, octaedrul cubic se poate deduce ușor prin repetarea unei singure fețe cu formă de triunghi echilateral (vezi fig. 17), în raport cu toate elementele de simetrie ale clasei plan axiale de la sistemul cubic.

La formele compuse, nu toate fețele sînt legate între ele prin aceleași elemente de simetrie, și prin urmare ele pot varia ca mărime, contur și alte proprietăți.

Astfel, piramida din fig. 27 este mărginită de șase fețe cu formă de triunghiuri isoscele egale, delimitînd lateral piramida, și de o față cu formă hexagonală, formînd baza ei.

Cele șase fețe triunghiulare reprezintă o singură formă simplă deschisă, care se poate obține prin rotirea unei fețe cu formă de triunghi isoscel, în jurul lui A^6. Fața de bază, deosebită ca formă, nu se poate obține din cele anterioare, ea aparținînd unei alte forme simple. Cele două tipuri de forme simple, astfel asociate, dau naștere unei singure forme închise, însă compuse.

Forma simplă cu cel mai mare număr de fețe, aflată în fiecare clasă de simetrie și ale cărei fețe ocupă întotdeauna o poziție oblică

Fig. 27

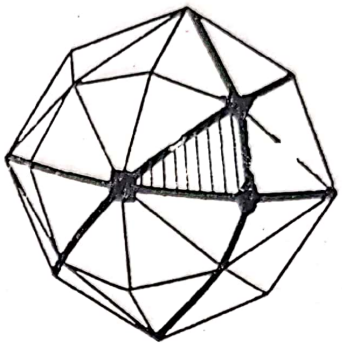


Fig. 28

în raport cu toate axele și planele de simetrie ale claselor de simetrie respective, se numește *formă simplă generală* — de exemplu, forma cu 48 de fețe de la singonia cubică (hexachisoctaedru, fig. 28). În deducerea formelor simple, un deosebit avantaj ne oferă proiecția stereografică.

Formele simple ale singoniilor cristaline. La singonia inferioară se întîlnesc următoarele forme simple: monoedru sau pedion (o singură față, nemultiplicată de nici un element de simetrie), pinacoizi (perechi de fețe paralele multiplicate de un centru de simetrie, sau de o axă de simetrie binară), diedre sau dome (două fețe înclinate și simetrice față de un plan de simetrie), diedre înclinate, prisme rombice din pinacoizi, piramide, tetraedre rombice, prisme rombice, bipiramide.

La singonia medie se întîlnesc formele monoedrice sau pedionale și pinacoidale, precum și piramide, prisme, bipiramide etc., cu grade de simetrie mai înalte (3, 4, 6), care nu corespund acelorași tipuri sau altor forme ale singoniilor inferioare.

La singonia superioară se întîlnesc tetraedre, și alte forme, care se deduc din tetraedru, din octaedru, sau din cub.

Forme și aspecte ale cristalelor reale

În natură cristalele reale nu prezintă totdeauna forme simple geometrice, ideale, legate între ele prin aceleași elemente de simetrie.

Formele simple naturale grupează adesea aceleași poliedre care se deosebesc totuși prin simetria lor. Așa este de exemplu cazul cubu-

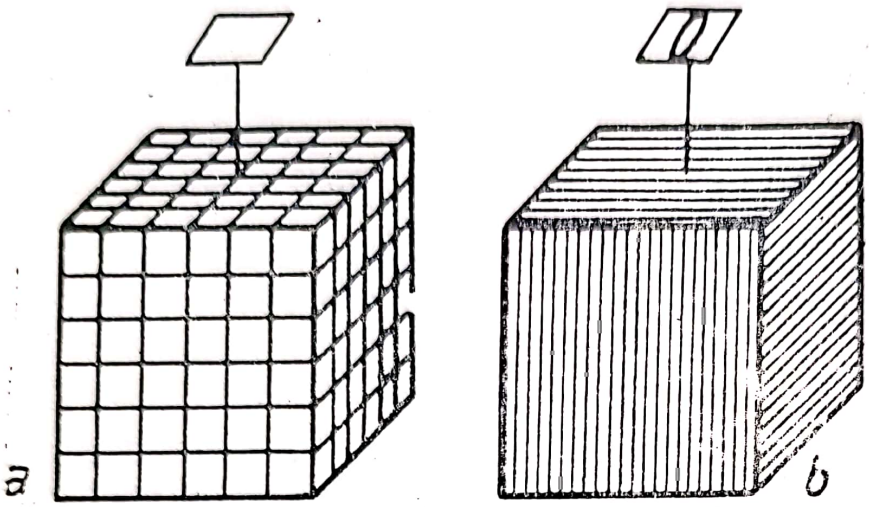


Fig. 29

lui, care poate să apară în mai multe clase de simetrie. Astfel, mineralele cubice, galena (PbS, fig. 29*a*) și pirita (FeS_2 fig. 29*b*), prezintă, la prima vedere, aceeași formă simplă cubică. Dacă se examinează însă cristalele ambelor minerale, cu atenție, se constată că diferitele fețe ale cubului de galenă și de pirită prezintă o serie de striuri, dirijate ca în fig. 29*a* și *b**. Studiul acestor striuri arată că simetria cubului de galenă aparține clasei plan axiale de la singonia superioară, iar simetria cubului de pirită aparține clasei centrate a aceleiași singonii. Forma cubică a celor două minerale nu are deci aceeași simetrie, deși geometric este una și aceeași formă.

Practic, cînd este vorba de forme geometrice simple, aspectul morfologic al cristalelor cu particularitățile lor: striuri, contururi, figuri de dizolvare, proprietăți fizice etc., oferă posibilitatea de recunoaștere și diferențiere a unor minerale cu aceeași formă cristalografică. În ceea ce privește aspectele cristalelor reale, se știe că din procesul de creștere pot să se formeze mai totdeauna cristale compuse, din mai multe tipuri de fețe, cu dimensiuni și aspecte geometrice diferite. De asemenea, din același proces se cunoaște că normalele la fețele existente sînt direcțiile din cristal cu valori minime ale vitezelor de creștere. Aceste valori, determi-

* Pe fețele de cub pot să existe serii de striuri dirijate în cinci feluri corespunzătoare simetriilor celor cinci clase cristalografice ale sistemului cubic.

nante în aspectul cristalelor reale, depind însă de presiune (P), de temperatură (T) și de compoziția chimică (C). Variația acestor factori are consecințe importante în dezvoltarea fețelor unui mineral. Această variație este foarte posibilă în natură și practic, legată totdeauna de condițiile create regional. De aici rezultă că o aceeași compoziție chimică poate să îmbrace, într-o oarecare regiune, forma unui cristal cu un tip de fețe bine dezvoltate, în timp ce, în altă regiune, poate să îmbrace forma unui alt cristal, aparținînd aceluiași sistem, dar cu alte fețe caracteristice. De exemplu, compoziția chimică $KAlSi_3O_8$ (feldspat potasic), care cristalizează în sistemul monoclinic, atunci cînd într-o regiune oarecare se formează din soluții apoase*, prezintă combinația de fețe (001)**, (110) și (010) (100) bine dezvoltate. Celelalte fețe apar mai puțin dezvoltate sau chiar pot să lipsească. Un asemenea mineral cu astfel de fețe bine dezvoltate se numește feldspat potasic *Adular* (fig. 30 *a*). Dacă într-o altă regiune condițiile sînt modificate, în sensul că acestea corespund unui masiv intrusiv***, desigur cu alte valori ale lui P, T și C decît cele de mai înainte, cristalul format poate prezenta altă combinație de fețe bine dezvoltate, de exemplu fețele (001), (110) și (010), (101), dar de obicei alungit după axa z. În această combinație de fețe același mineral se numește *ortoză* (fig. 30 *b*). În sfîrșit, atunci cînd cristalul se formează în condițiile rocilor efuzive acide**** apare bine dezvoltată fața (001) sau fața (010). Aspectul cristalului este tabular. Mineralul cu acest aspect se numește feldspat potasic *Sanidin* (fig. 30 *c*). Prin urmare, cînd este vorba de aspectele cristalelor compuse se poate spune că, în general, aspectul lor morfologic poate furniza date relative la condițiile de geneză și că acesta este un caracter determinat de condiții regionale.

---

* Din soluții hidrotermale care circulă prin fisuri cu depunere de filoane.

** Parantezele reprezintă indicii unor fețe despre care va fi vorba la pagina următoare.

*** Granite, sienite, granodiorite etc., roci magmatice consolidate în condiții intrusive cu presiuni și temperaturi mari.

**** Trahite (vezi tabl V).

Scanned with OKEN Scanner

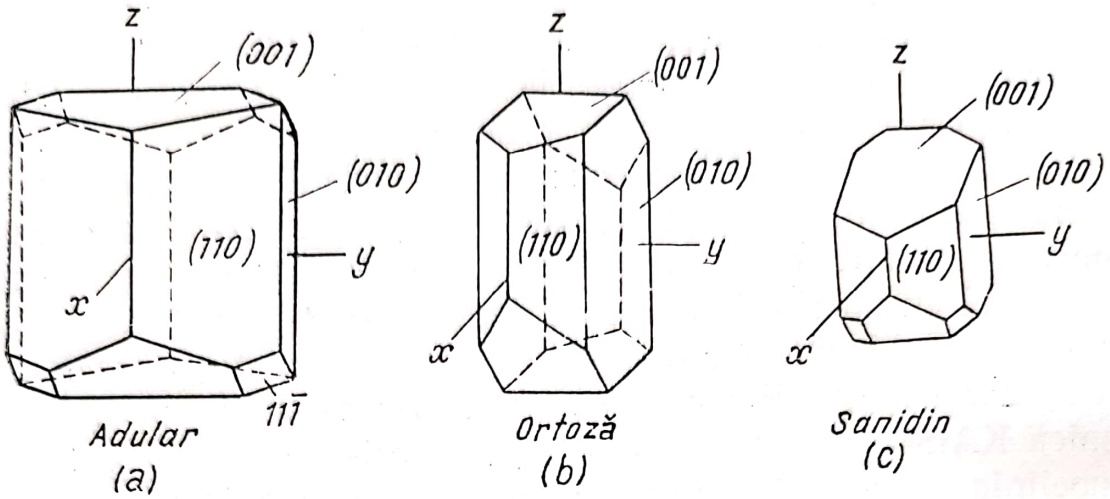
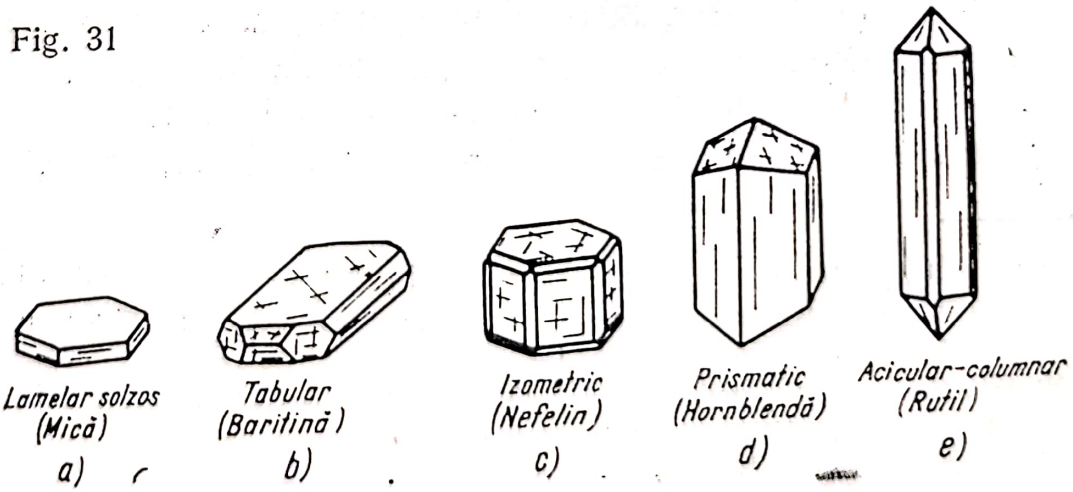


Fig. 30

Dacă cristalul este mărginit de fețe proprii, bine dezvoltate, se spune că este idiomorf, iar dacă se prezintă sub formă mai mult sau mai puțin granulară, neregulată neavînd fețe bine determinate, se spune că este xenomorf.

În esență, fețele de cristal pot să se găsească neuniform dezvoltate, creind astfel aspecte lamelare, tabulare, izometrice, prismatice, aciculare etc. (fig. 31 *a*, *b*, *c*, *d*, *e*). Aceste aspecte (numite habitus) se datoresc condițiilor de creștere ale cristalului.

Fig. 31



Legea indicilor raționali și notarea fețelor de cristal

În cristalografie fețele fiecărui poliedru cristalin se pot identifica pe baza unor notații speciale. Cunoașterea poliedrelor cristaline numai din punctul de vedere al simetriei lor, sau numai după aspectul formelor simple, sau combinate, nu ne dă totdeauna posibilitatea de a avea o imagine clară asupra cristalelor. De exemplu în fig. 32 sînt reprezentate două poliedre cristaline cu aceeași simetrie și cu fețe aparținînd: unele aceleiași prisme, iar altele unor bipiramide tetragonale cu fețele *ab* și *cd*, altfel orientate. De aici s-a simțit nevoia ca, pe lîngă simetria și combinația de fețe a cristalelor, să se redea și poziția acestor fețe în spațiu.

În acest scop, fețele unui poliedru cristalin se raportează la un sistem de axe de coordonate, cu unghiuri care diferă după singonii. Se consideră apoi cîte o formă fundamentală pentru fiecare singonie, de obicei, o bipiramidă, ale cărei fețe zise fundamentale, ocupînd poziții bine definite în spațiu, servesc pentru compararea cu fețele celorlalte forme ale singoniei respective.

La baza acestui principiu stă o lege importantă a cristalografiei și anume legea indicilor raționali. Aceasta este o lege de observație, care își are explicația bazată pe structura reticulară cristalină. Ea este complet analogă legii proporțiilor simple din chimie.

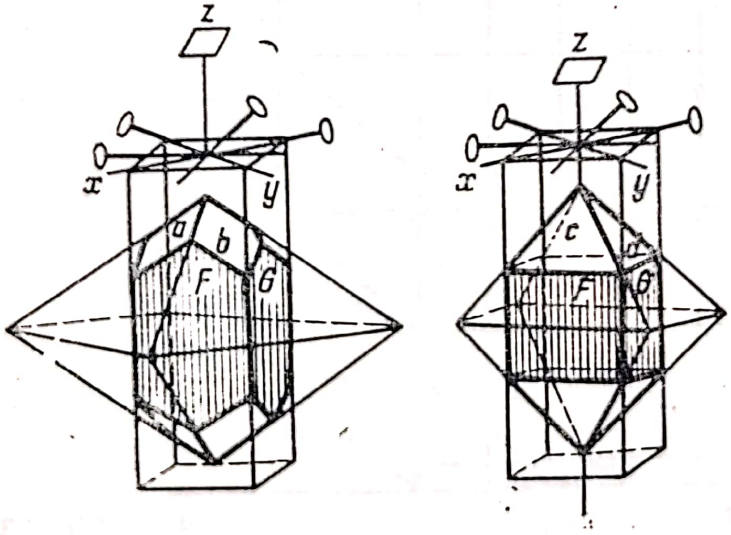


Fig. 32

Dacă într-un cristal considerăm trei direcţii oarecare OA, OB, OC, concurente în punctul O şi echivalente cu trei muchii ale sale (fig. 33) şi dacă, pe aceste muchii, luăm apoi două feţe paralele $A_1B_1C_1$ şi $A_2B_2C_2$, atunci faţa $A_1B_1C_1$ determină pe cele trei muchii ale cristalului segmentele OA_1, OB_1 şi OC_1, iar faţa $A_2B_2C_2$ segmentele OA_2, OB_2, şi OC_2. Segmentele determinate de cele două feţe pe cele trei muchii, se numesc parametrii feţelor.

Făcînd raportul între parametrii celor două feţe, se obţin nişte numere întregi : $p : q : r$ cu valori, în mod obişnuit destul de mici. Astfel $\frac{OA_2}{OA_1} : \frac{OB_2}{OB_1} : \frac{OC_2}{OC_1} = p : q : r$,
adică rapoartele dintre parametrii determinaţi de două feţe oarecare ale cristalului şi cele trei muchii ale sale, respectiv pe trei direcţii concurente, *sînt egale cu rapoartele unor numere întregi şi cu valori relativ mici.*

Considerînd din punct de vedere structural că fiecare muchie a cristalului corespunde unei drepte reticulare a reţelei spaţiale cu

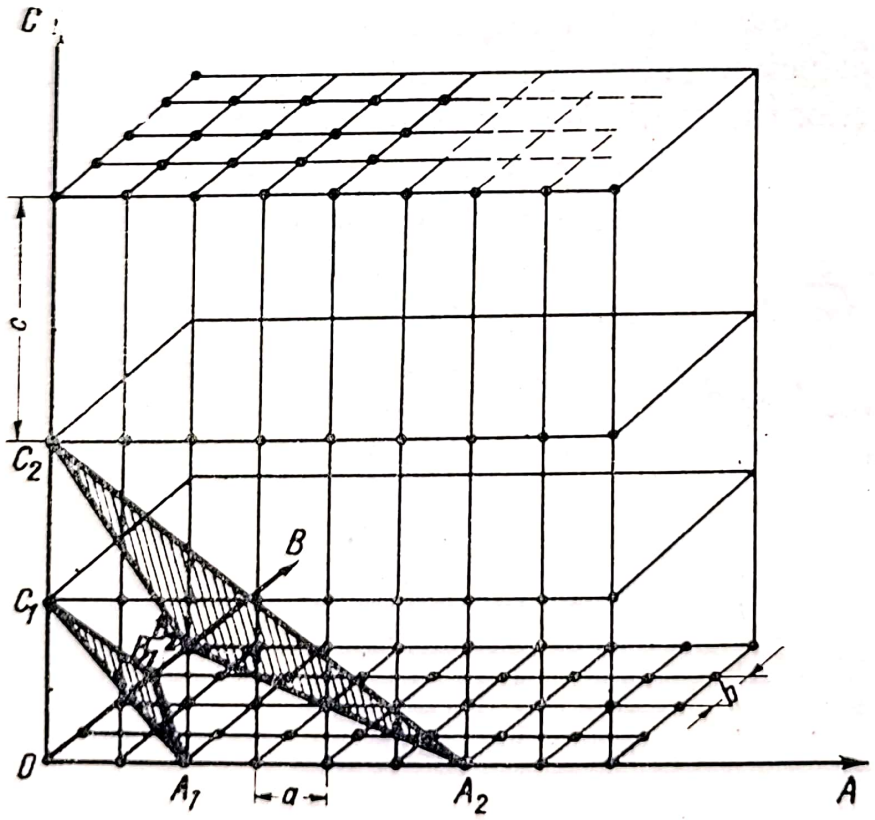


Fig. 33

punctele materiale (nodurile rețelei) așezate la intervale egale, atunci cele trei direcții în cristal, OA, OB și OC, reprezintă tocmai trei drepte reticulare ale rețelei.

Pentru șirul OA, parametrul este egal cu a, pentru OB egal cu b și pentru OC egal cu c. În acest caz și fețele $A_1B_1C_1$ și $A_2B_2C_2$ revin la niște plane reticulare ale cristalului.

Să presupunem că fața $A_1B_1C_1$ trece chiar prin nodurile A_1, B_1 și C_1. În acest caz: $OA_1 = ra$, în care $r = 2$, $OB_1 = sb$, în care $s = 3$, $OC_1 = tc$, în care $t = 1$.

Dacă ne referim la fața $A_2B_2C_2$ constatăm că ea trece la rîndul ei prin nodurile A_2B_2 și C_2. În acest caz $OA_2 = ua$ ($u = 6$), $OB_2 = vb$ ($v = 4$), $OC_2 = wc$ ($w = 2$).

Considerînd rapoartele dintre parametrii celor două fețe vom avea

$$\frac{OA_2}{OA_1} : \frac{OB_2}{OB_1} : \frac{OC_2}{OC_1} = \frac{ua}{ra} : \frac{vb}{sb} : \frac{wc}{tc} = \frac{u}{r} : \frac{v}{s} : \frac{w}{t}.$$

Substituind în relațiile de mai sus u, v, w și r, s, t cu valorile numerice, se capătă $\frac{u}{r} : \frac{v}{s} : \frac{w}{t} = \frac{6}{2} : \frac{4}{3} : \frac{2}{1}$;

aducînd la același numitor și efectuînd operațiile, se obțin pentru aceste raporturi valorile $\frac{36}{2} : \frac{24}{3} : \frac{12}{1}$ sau $18 : 8 : 12$, sau $\frac{18}{2} : \frac{8}{2} : \frac{12}{2}$ sau $9 : 4 : 6$, deci $9 : 4 : 6 = p : q : r$, în adevăr totdeauna numere întregi.

Legea indicilor întregi și raționali ne dă astfel posibilitatea să definim numeric pozițiile fețelor de cristal. În adevăr considerînd trei muchii neparalele ale cristalului, ca axe de coordonate și dacă acestea nu se intersectează, ele se pot deplasa paralel cu ele însele pînă la concurență. Deplasarea astfel făcută nu modifică rapoartele ce există între parametrii fețelor.

Pe baza acestei legi putem considera o față oarecare $A_1B_1C_1$ ca față fundamentală. Segmentele OA_1, OB_1 și OC_1 sînt unități de măsură pentru toate fețele cristalului pe muchiile respective OA, OB, OC. În același timp să considerăm și o altă față $A_xB_yC_z$ pe care să o determinăm în funcție de parametrii feței fundamen-

tale $A_1B_1C_1$. Conform legii indicilor întregi și raționali, considerînd rapoartele dintre parametrii celor două fețe, vom avea

$$\frac{OA_x}{OA_1} : \frac{OB_y}{OB_1} : \frac{OC_z}{OC_1} = p : q : r.$$

În scopul determinării numerice a feței $A_xB_yC_z$ este mai comod să se considere rapoartele inverse dintre parametrii celor două fețe, adică

$$\frac{1}{\frac{OT_x}{OA_1}} : \frac{1}{\frac{OB_y}{OB_1}} : \frac{1}{\frac{OC_z}{OC_1}} = \frac{OA_1}{OA_x} : \frac{OB_1}{OB_y} : \frac{OC_1}{OC_z}.$$

Aceste rapoarte arată relațiile dintre cele două fețe, adică determină indicii feței $A_xB_yC_z$. Făcînd operațiile în continuare, obținem $\frac{OA_1}{OA_x} : \frac{OB_1}{OB_y} : \frac{OC_1}{OC_z} = h : k : l$,
în care h, k și l sînt numere întregi, simple și raționale.

În consecință, indicii unei fețe oarecare $A_xB_yC_z$ se exprimă prin trei numere întregi, simple și raționale, ce reprezintă tocmai relațiile dintre parametrii feței fundamentale: $A_1B_1C_1$, și această față nouă.

Aceste trei valori care formează simbolul feței, se numesc indicii ei (sau indicii Miller) și se închid în paranteză mică astfel: (h, k, l).

Legea constanței unghiurilor a arătat că forma și mărimea fețelor nu au importanță în determinarea lor, ci numai rapoartele lor. Astfel, dacă ne referim acum, în general, la sistemul de axe rectangulare Ox, Oy și Oz din fig. 34 și considerăm fața fundamentală ABC alături de fețele PQR și $P'(A)Q'R'$, constatăm că indicii ultimelor două fețe pe axele de coordonate, raportați la indicii feței fundamentale ABC sînt identici, deși fața $P'Q'R'$ are o suprafață cu mult mai mare decît fața PQR. Ea a fost, după cum se vede, numai translatată față de ea însăși, pînă cînd colțul P a ajuns în $A = P'$. În adevăr fața PQR este determinată de raportul

$$OP = \frac{2}{3} OA = p; \quad OQ = 2\, OB = q; \quad OR = \frac{4}{3} OC = r$$

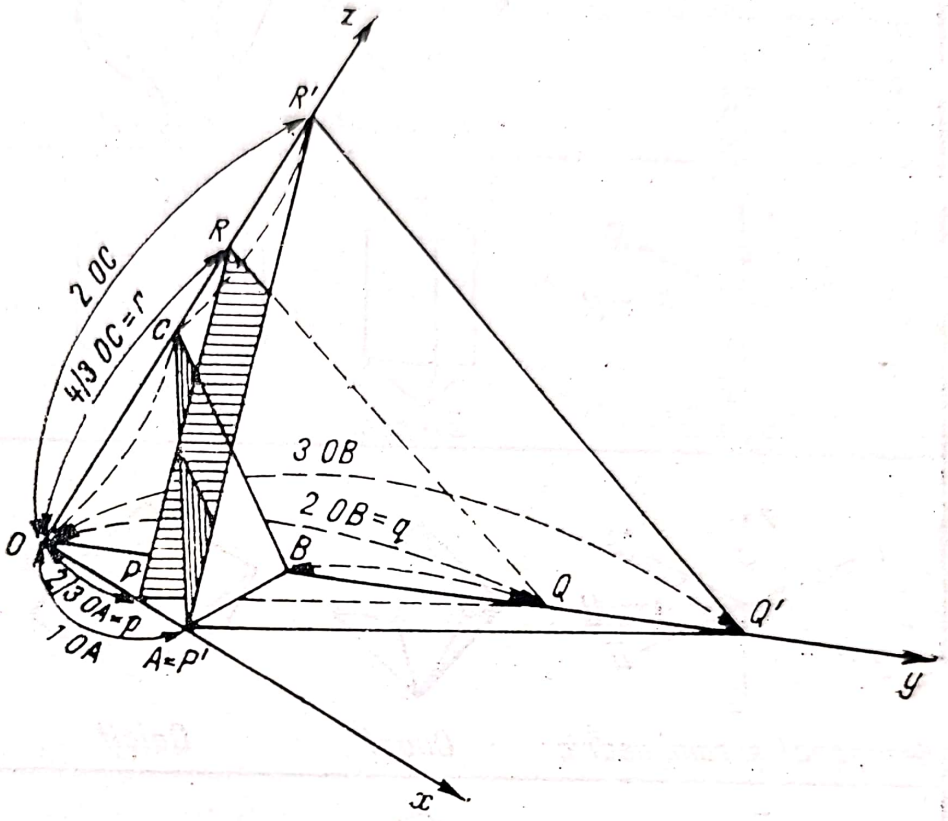


Fig. 34

Făcînd operaţiile matematice se constată că indicii feţei PQR sînt egali cu 1, 3, 2. Aceştia sînt şi indicii feţei $P'Q'R'$ pe axele de coordonate Ox Oy Oz.

Aşadar, pentru notarea unei feţe de cristal, este necesar să se considere trei axe de coordonate, care să fie întotdeauna paralele cu trei muchii ale poliedrului cristalin şi în acelaşi timp o faţă fundamentală, cu care să se compare toate celelalte feţe ale cristalului.

Axele de coordonate care fac între ele unghiurile α, β şi γ (fig. 35), se numesc *axe cristalografice*. Repartizate pe sisteme, aceste valori unghiulare, împreună cu valorile parametrale respectiv (a, b, c) constituie relaţiile axiale ale fiecărui sistem. Aceste relaţi sînt:

— la sistemul triclinic $\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90°, a \neq b \neq c$;
— la sistemul monoclinic $\alpha = \gamma = 90°, \beta > 90°, \ a \neq b \neq c$;
— la sistemul ortorombic $\alpha = \beta = \gamma = 90°, \ a \neq b \neq c$;

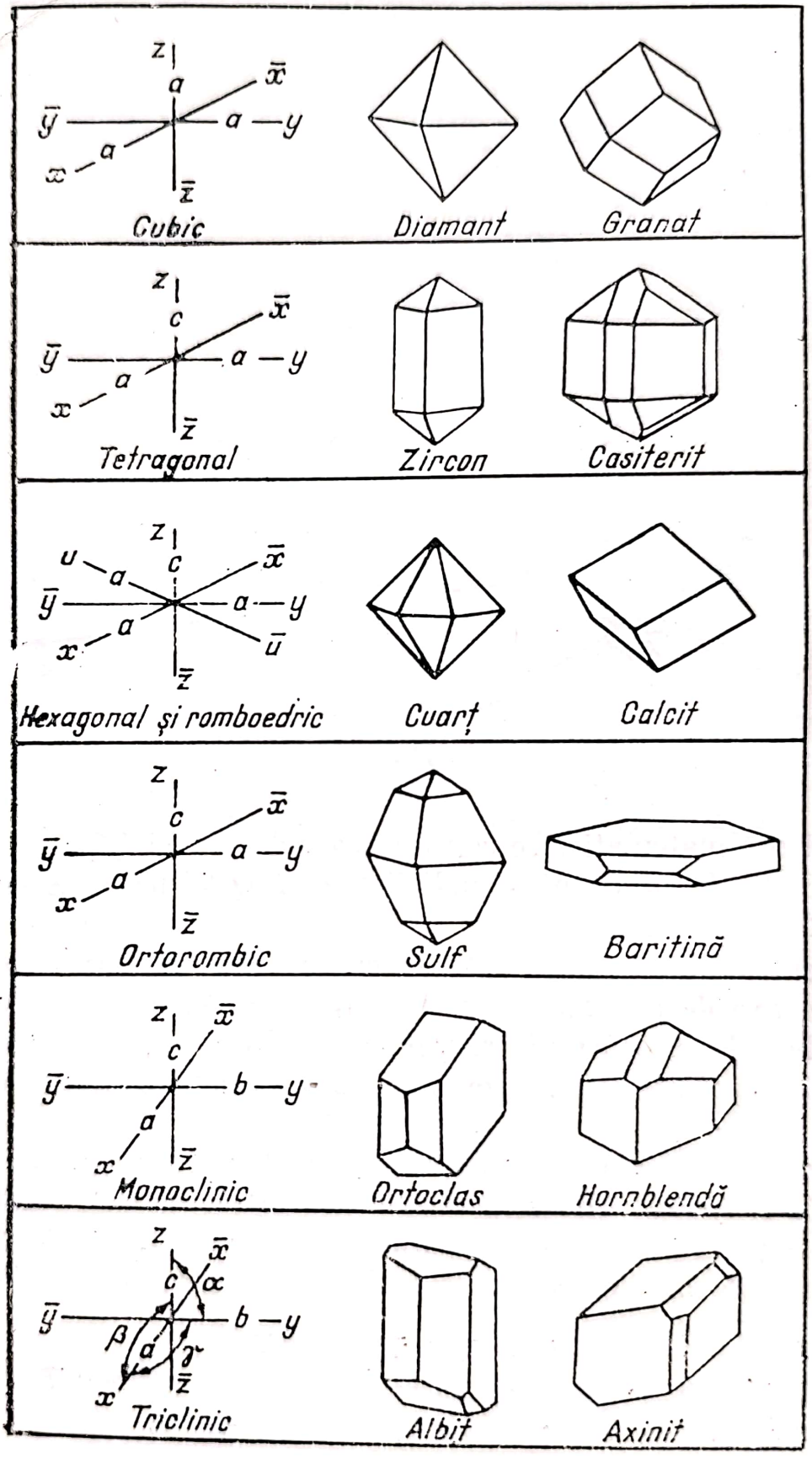


Fig. 35

Scanned with OKEN Scanner

— la sistemul romboedric

$$\left.\begin{aligned} xOy &= 120°,\ zOx = 90° \\ yOu &= 120°,\ zOy = 90° \\ uOx &= 120°,\ zOu = 90° \end{aligned}\right\} a : a : a : c,$$

— la sistemul hexagonal axele și parametrii sînt identici cu cei de la sistemul romboedric

— la sistemul tetragonal $\alpha = \beta = \gamma = 90°$, $a = b \neq c$ $(a : c)$

— la sistemul cubic $\alpha = \beta = \gamma = 90°$, $a = b = c$ $(a : a : a)$

La sistemele romboedric și hexagonal se consideră trei axe în planul orizontal ($x\bar{x}$, $u\bar{u}$, $y\bar{y}$) și una perpendiculară pe ele ($z\bar{z}$).

Segmentele determinate de fețe pe axele cristalografice se consideră pozitive, cînd se sprijină pe capetele axelor pozitive și negative în cazul invers.

Legea zonelor

Această lege prezintă un deosebit interes în cristalografie, deoarece cu ajutorul ei se pot deduce în mod teoretic fețele și muchiile posibile ale poliedrelor cristaline.

De foarte multe ori la cristale se găsesc serii de fețe care se intersectează după muchii paralele (fig. 36). Totalitatea fețelor de cristal, care se intersectează după muchii paralele între ele și în același timp paralele și cu o direcție dată în cristal, se numește *zonă de fețe*. Direcția din cristal paralelă cu toate muchiile zonei se numește *axă de zonă*. În fig. 36 fețele a, a_1, a_2, a_3 etc. sînt în zonă, iar direcția $z\bar{z}$ este axă de zonă. Proiecția stereografică ilustrează perfect faptul că normalele acestor fețe în zonă se găsesc toate prinse în același plan perpendicular pe axa de zonă $z\bar{z}$.

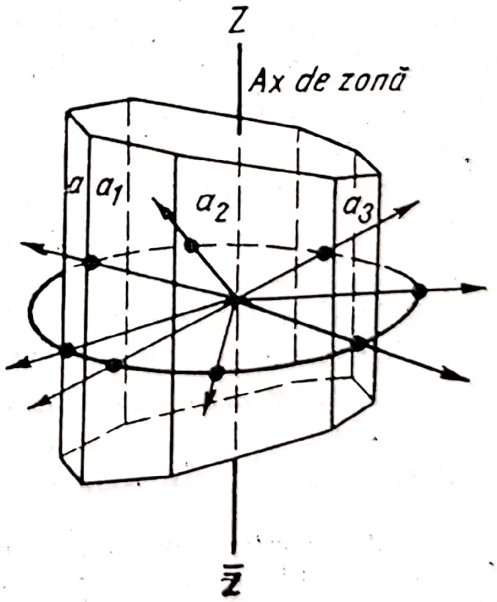


Fig. 36

În fig. 24) planul ecuatorial $xy\bar{x}\bar{y}$ și planul haşurat $xP\bar{x}$ cuprind normalele feţelor din cele două zone cu axele de zonă $z\bar{z}$ și $[0\bar{1}1]$.

Orice faţă de cristal face parte din două zone și în acest caz ea trebuie să fie paralelă cu axele ambelor zone.

La rîndul lor, axele zonelor sînt paralele cu intersecţiile feţelor. Acestea corespund, din punct de vedere structural, direcţiilor paralele cu dreptele reticulare ale reţelei. Din acest punct de vedere se ştie că prin două drepte reticulare ale reţelei, se poate totdeauna duce o reţea plană. Prin urmare, paralel cu axele a două zone, teoretic se poate presupune existenţa unei feţe de cristal.

Legea zonelor permite să deducem cu uşurinţă, chiar din proiecţia stereografică, toate feţele existente sau posibile ale unui cristal. Aplicînd această lege, se pot determina uşor zonele de feţe și de asemenea se pot rezolva și alte probleme mai complicate.

Edificii cristaline complexe

Din examinarea unor anumite cristale naturale se poate vedea că acestea nu prezintă forma poliedrică proprie unui singur individ cristalin izolat ci, de cele mai multe ori, cristalele naturale apar sub formă de grupuri de cristale de aceeași specie, prezentînd o aranjare dictată de anumite legi. Mai rar pot apărea și asocieri chiar de specii diferite (fig. 37*a*)*, uneori fără a prezenta aceeași regularitate. Cristalografia cunoaște *asocieri de cristale paralele sau concreşteri paralele, şi concreşteri simetrice sau macle.*

În cazul asocierilor paralele diferiţii indivizi bine formaţi ai unui mineral se asociază în aşa fel (fig. 37 *b*), încît toate feţele și muchiile unui individ sînt paralele cu muchiile și feţele corespunzătoare ale celorlalţi indivizi.

În cazul concreșterilor simetrice, sau al maclelor, unele edificii cristaline arată că sînt constituite dintr-o asociaţie de cristale *cu unghiuri intrînde sau cu striaţii*, diferit orientate. Observaţiile microscopice, făcute însă cu multă atenţie, precum și alte studii

* Epitaxia este fenomenul de asociere a speciilor de minerale diferite, condiţionat de faptul că anumite elemente de simetrie ale unui mineral se dispun paralel cu anumite elemente de simetrie ale altui mineral din altă clasă de simetrie sau din alt sistem.

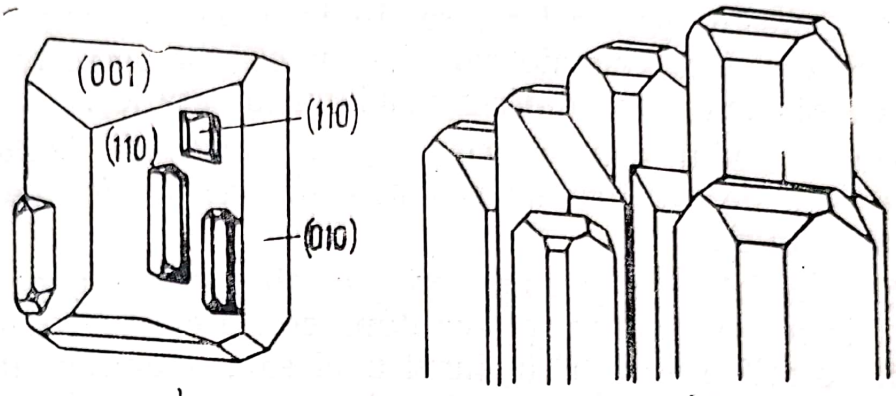


Fig. 37 a) b)

optice, permit să se constate că un cristal, în aparență simplu, este format totuși din părți diferit orientate din punct de vedere cristalooptic. Această grupare de cristale se numește maclă și se face după legi bine determinate. La macle există elemente de maclare și elemente de asociere. Ca elemente de maclare se pot distinge (fig. 38) *axa de maclă* (o direcție paralelă cu muchiile cristalografice sau o direcție oarecare perpendiculară pe fețele de cristal) și *planul de maclă* (o față existentă sau posibilă în cristal).

Ambele elemente de maclă nu pot fi însă elemente de simetrie ale cristalului (excepție făcînd A^3). Structural axa de maclă coincide cu o dreaptă reticulară cu parametri mici, iar planul de maclă corespunde cu un plan reticular de mare densitate.

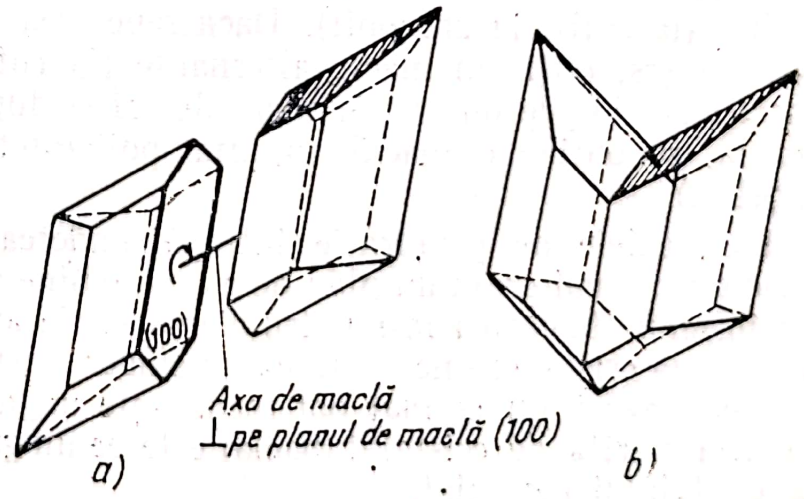


Fig. 38 a) b)

Ca element de asociere, se distinge de asemenea un plan, care poate fi o față cristalografică, sau o față oarecare, cu condiția ca ea să facă parte dintr-o zonă cristalografică.

După modul concreșterii, există *macle de juxtapunere* (alipire sau de hemitropie) și *macle de penetrație* (pătrundere sau compensație).

La maclele de juxtapunere se observă aproape întotdeauna că alipirea cristalelor se face după ce s-a efectuat și o hemitropie, adică o rotire de 180° în jurul unei axe. Asemenea macle sînt denumite macle prin hemitropie. Axa în jurul căreia se face rotirea de 180° a unei părți din cristal, poate să se afle față de planul comun celor doi indivizi, sau perpendiculară pe planul de maclă și în cazul acesta avem de-a face cu o hemitropie normală (fig. 38 *a* și *b*), sau poate fi conținută în planul de maclă, și în acest caz avem de-a face cu o hemitropie paralelă.

În natură maclele de hemitropie normală sînt cele mai frecvente. La gips ($CaSO_4$) se întîlnește o asemenea maclă numită coadă de rîndunică. Cele de hemitropii paralele se întîlnesc la feldspați (silicați de Al și K, Na sau Ca).

Cînd axa de maclă poate fi considerată mai întîi perpendiculară și apoi cuprinsă în același plan, avem de-a face cu macle complexe. Asemenea macle sînt mai rare (însă frecvente la feldspații plagioclași).

Alipirea indivizilor asociați poate fi repetată de mai multe ori. Dacă repetarea se face totdeauna în același sens, căpătăm macle ciclice (la rutil, la aragonit). Dacă repetarea maclei se face și în sens invers, obținem macle alternante (la rutil). Dacă repetarea maclei are loc de un număr mare de ori și după aceleași plane de maclă, se obține o maclă numită polisintetică (feldspați plagioclași).

La maclele de penetrație întrepătrunderea celor doi indivizi maclați nu mai arată un plan de asociere bine determinat. Se poate ca în anumite cazuri întrepătrunderea să fie atît de perfectă, încît cele două cristale să ne apară ca un singur cristal nemaclat. În asemenea cazuri nu se mai pot recunoaște unghiurile intrînde și simetria oferită de cristalul maclat este de un grad mai ridicat decît a cristalului nemaclat.

Scanned with OKEN Scanner

Prin penetraţie, cristalele care fac parte dintr-o clasă hemiedrică se pot macla în aşa fel încît axa de maclă să coincidă cu axa de simetrie dispărută (de exemplu macla diamantului, fig.39).

Maclele cu aspectul unui cristal unitar pot fi constituite şi din cristale sau lame cristaline de dimensiuni pînă la submicroscopice, care înainte de maclare, prin întrepătrundere, posedau o simetrie inferioară. Prin maclare acestea capătă o simetrie mai ridicată, de obicei a altui sistem cristalin, de exemplu alipirea (fig.40 *a*) sau pătrunderea (fig.40 *b*) a trei cristale ortorombice de aragonit ($CaCO_3$) care în ambele cazuri, prin maclare, conduc la un cristal cu aspect unitar şi cu o simetrie hexagonală. Acest fel de macle de întrepătrundere poartă denumirea de macle mimetice. Maclele pot să se formeze în acelaşi timp cu cristalele care le constituie, adică *macle primare*, sau după ce s-au format cristalele constituente prin fenomene de presiune sau schimbări de temperatură, adică *macle secundare*.

Se admite că maclele primare se formează în timpul creşterii cristalelor, cînd particulele care se adaugă la cristal îşi schimbă poziţia, luînd o nouă poziţie posibilă de echilibru, care ar fi şi poziţia de maclă. Cauzele care determină noua poziţie de echilibru ar fi de ordin fizico-chimic, ca de exemplu creşterea viscozităţii magmei din care se separă cristalele, curenţii de convecţie existenţi în interiorul soluţiei magmatice, cristalizarea sub presiune etc.

Maclele secundare se formează după constituirea cristalelor, prin fenomene de presiune sau schimbări de temperatură (fenomene

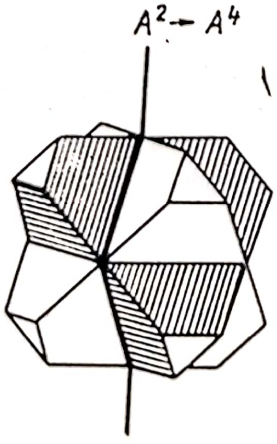
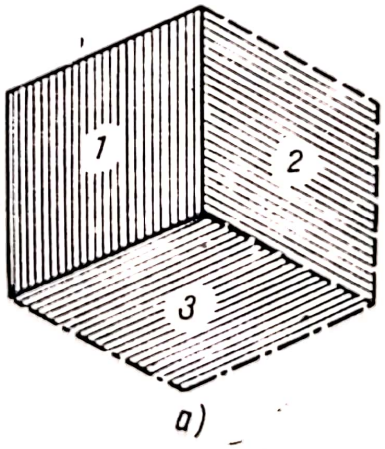


Fig. 39



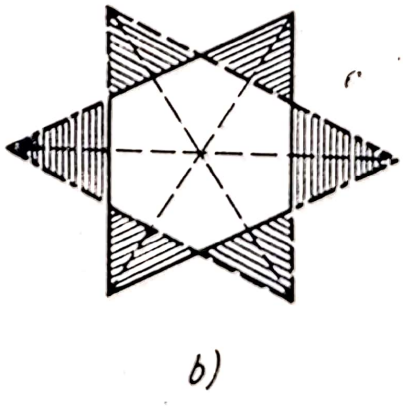


Fig. 40

posterioare); ele se pot produce și experimental. În cadrul fenomenelor naturale posterioare care contribuie la formarea maclelor se pot cita fenomenele de presiuni geologice (supracutare etc.). Variația bruscă de temperatură poate fi o cauză a maclării mimetice a cristalelor.

În afară de mineralele care maclează, se mai întîlnesc în natură minerale care cristalizează sub formă de concreșteri regulate ale unui aceluiași mineral, constituite din fibre aranjate în mod radiar. Asemenea concreșteri sferice poartă numele de sferolite și iau naștere în urma unei cristalizări rapide dintr-un mediu izotrop (de exemplu la fosforite, limonite, calcedonie etc.). Natura mai oferă cristale cu aspect scheletic, care pot trece în cristale obișnuite, în anumite condiții de creștere (de exemplu steluțele de zăpadă). Scheletele se pot aglomera sub forme arborescente dînd naștere la dendrite (de exemplu elementele native — aurul, argintul, cuprul — oxizi de mangan etc.).

Scanned with OKEN Scanner

CRISTALOGRAFIE FIZICĂ

Proprietățile fizice ale cristalelor

Toate proprietățile fizice ale cristalelor depind de simetria acestora și de însăși simetria proprietăților fizice respective.

Proprietăți scalare și vectoriale

După cum s-a văzut, corpurile solide posedă atît proprietăți scalare, cît și proprietăți vectoriale. Proprietățile scalare se referă numai la volumul sau masa corpului. Ele se mai numesc elemente dirijate (direcționale) de ordinul zero și constituie constante importante în determinarea teoretică și practică a mineralelor. Dintre aceste proprietăți fac parte : greutatea specifică, căldura specifică, masa, volumul total, compoziția chimică etc.

Proprietățile vectoriale aparțin corpurilor cristalizate și depind de direcție și sens, avînd caracter continuu sau discontinuu. Astfel, după direcțiile considerate în cristal, indicii de refracție, susceptibilitățile magnetice, constantele legate de piro și piezoelectricitate, conductibilitățile termice etc., au valori diferite. După caracterele lor de simetrie proprietățile vectoriale pot fi : *mărimi polare* sau *elemente dirijate* (direcționale) *de ordinul I*, reprezentate grafic prin vectori polari care au valori diferite în cele două sensuri ale unei direcții date, și *mărimi axiale* sau *elemente dirijate de ordinul II*, reprezentate grafic prin vectori axiali care, pe lîngă direcție, mărime și sens, mai au și un sens de rotație spre dreapta sau spre stînga (sens giroidal pozitiv sau negativ).

Între vectorii polari și axiali, există următoarea fundamentală deosebire : vectorii polari au caracter de simetrie putînd coincide,

într-un cristal, cu A^3, A^4 sau A^6 (vezi tabelul I clasele planare cu simetrie ternară tetragonală și senară).

Vectorii axiali nu pot avea această coincidență și nici nu pot fi legați de un centru de simetrie, tocmai din cauza sensului lor de rotație, care se neutralizează prin efectul de oglindire în planul lor de rotație.

Dacă o proprietate vectorială are aceeași valoare în ambele sensuri ale unei direcții date, atunci ea este *bivectorială* sau *tensorială*, iar vectorul corespunzător este un *bivector* sau un *tensor*, caracterizat printr-o simetrie prin inversiune. Tensorii pot fi și ei polari sau axiali, după cum au sau nu un centru de simetrie.

Proprietățile fizice care variază în mod continuu cu direcția se numesc bivectoriale de simetrie superioară sau elipsoidale, iar cele care variază în mod discontinuu cu direcția, avînd însă o valoare maximă sau minimă în direcții foarte apropiate, se numesc proprietăți bivectoriale de simetrie inferioară.

În cadrul proprietăților bivectoriale de simetrie superioară sau elipsoidale, se numără proprietățile aparținînd diferitelor interacțiuni în care intervine o energie radiantă electro-magnetică, cum sînt : proprietățile optice, radiații termice etc. ale corpurilor cristalizate.

Dacă aceste proprietăți se reprezintă grafic prin razele vectoare care pleacă dintr-un singur punct, extremitățile lor au ca loc geometric un elipsoid cu toate axele neegale sau un elipsoid de rotație. După gradul lor de simetrie ele se pot grupa în singonie inferioară, singonie medie și singonie superioară.

Singonia inferioară cuprinde sistemul *triclinic* caracterizat printr-un elipsoid cu trei axe neegale, așezate oricum față de elementele geometrice ale mediului cristalin (singonia cu o infinitate de direcții unice), *sistemul monoclinic* caracterizat de asemenea printr-un elipsoid cu trei axe neegale, însă una din ele coincide cu axa y [010] (A^2) sau direcția unică, iar celelalte două se găsesc în singurul plan de simetrie al singoniei (010) (singonia cu mai multe direcții unice și mai multe direcții simetric egale), și *sistemul rombic* (sau ortorombic) caracterizat ca și primele două printr-un elipsoid cu trei axe neegale , dar care toate coincid sau sînt paralele cu axele cristalografice (singonia cu trei direcții unice).

Scanned with OKEN Scanner

Singonia medie cuprinde sistemele romboedric, tetragonal și hexagonal și este caracterizată printr-un elipsoid de rotație cu două axe egale, și cu una neegală, mai mare, corespunzînd cu axele principale de simetrie A^3, A^4, A^6, respectiv cu singurele direcții unice ale cristalelor (fig.61).

Singonia superioară cuprinde *sistemul cubic*, caracterizat printr-o sferă (elipsoid cu toate trei axele egale = sferă), fizic izotropă (singonia fără nici o direcție unică).

În cadrul proprietăților bivectoriale discontinue sau de simetrie inferioară se numără proprietățile în legătură cu elasticitatea și coeziunea cristalelor, adică clivajul, translațiile, figurile de presiune (lovire) și duritatea.

La cristale se întîlnesc unele proprietăți fizice vectoriale cu caracter polar, mai mult sau mai puțin evidențiat, cum ar fi : creșterea și dizolvarea cristalelor, piro și piezoelectricitatea, precum și altele mai speciale legate de structura materiei, ca de exemplu radioactivitatea mineralelor.

După ce am vorbit în general despre proprietățile fizice, să le trecem pe rînd în revistă.

Proprietăți fizice scalare

Greutatea specifică a unui mineral este dată de raportul dintre greutatea mineralului și volumul lui, iar densitatea, de raportul dintre masa mineralului și volum. Valoarea numerică a greutății specifice, exprimată în grame-forță / centimetru cub sau kilograme-forță / decimetru cub este identică cu aceea a densității, exprimată în grame / centimetru cub. Atît greutatea specifică, cît și densitatea variază cu temperatura. Într-o primă aproximație,

$$d = \frac{d_0}{1 + kt},$$

unde :

d_0 este densitatea la 0°C, iar
k — coeficientul de dilatare în volum al mineralului.

În general mineralele cu greutate specifică mare sînt metalele grele, în stare nativă : aurul (15,6 — 19,4), argintul (10 — 12), iridiul (21 — 24), platina (17 — 19), mercurul (13,5), cuprul (8,5 — 9).

Mineralele de natură organică, ca de exemplu petrolul, ozocheritul, chihlimbarul, au greutatea specifică mică, cuprinsă între 0,6 și 1,2 . Greutatea specifică a mineralelor utile este, de obicei, cuprinsă între 4 și 7,5. Mineralele de gangă*, au greutatea specifică între 2 și 3,5.

Practic, diferența de greutate specifică între mineralele de gangă și mineralele utile, ajută la separarea mecanică a minereurilor (metoda flotației etc.).

Densitatea mineralelor se determină fie cu picnometrul, fie cîntărind mineralul mai întîi în aer și apoi cufundat într-un lichid de densitate cunoscută, fie introducînd direct mineralul într-un lichid a cărui densitate poate fi variată. În acest ultim caz, se variază densitatea lichidului pînă cînd mineralul cufundat în lichid rămîne suspendat, adică se ajunge la situația în care densitatea mineralului este aceeași cu a lichidului în care a fost cufundat. Nu mai rămîne decît să se determine densitatea lichidului. Această operație se poate face fie cu ajutorul unui densimetru, fie utilizînd minerale indicatoare : sulf $d = 2{,}07$, analcim $d = 2{,}16$, gips $d = 2{,}32$ etc. Pentru rapiditate se utilizează însă o serie de lichide cu densități cunoscute : apă $d = 1$ (la 4°C), tetraclorură de carbon $d = 1{,}6$ la 15°C, bromoform ($CHBr_3$) $d = 2{,}90$, sau altele care pot să aibă densități mai mari. Metoda cu lichide grele prezintă avantajul că poate fi folosită cu ușurință pentru minerale relativ ușoare.

În afară de aceste metode se mai cunosc și altele, dar nu le vom aborda aici.

Practic, cunoscînd greutatea specifică se pot identifica și determina ușor mineralele în laborator. Pe baza acestei proprietăți se pot realiza, gravitativ, concentrate de minerale cu aceeași densitate, dintr-un amestec mai complex. Din punct de vedere teoretic, se pot interpreta unele date cu caracter cristalochimic, genetic etc.

De asemenea, metoda de prospecție geofizică *gravimetria* se bazează pe diferența de densitate ce există între minerale, prin influ-

* *Gangă* — mineralele sterile care însoțesc pe cele utile într-un zăcămînt.

enţa lor asupra valorii locale a acceleraţiei gravitaţiei a cărei valoare teoretică se poate calcula în funcţie de latitudine, altitudine efectele de maree, relief etc. Măsurătorile se fac cu ajutorul unui aparat numit gravimetru. Metoda dă rezultate foarte valoroase la toate tipurile de roci.

Căldura specifică este căldura necesară unui gram de mineral pentru a-i ridica temperatura cu 1°C (de obicei între 14,5°C şi 15,5°C sau 19,5°C şi 20,5°C) la presiunea de o atmosferă.

Cantitatea de căldură Q (exprimată în calorii) absorbită de un mineral contribuie la creşterea energiei interne a mineralului, determinînd astfel ridicarea temperaturii lui datorită intensificării mişcărilor moleculare sau ale atomilor.

Căldura specifică medie, adică c_m, între limitele de temperatură t_1 şi t_2, este dată de relaţia

$$c_m = \frac{Q}{m(t_2 - t_1)},$$

în care :

m este masa mineralului.

Căldura specifică a fiecărui corp variază cu temperatura în limite restrînse dacă prin încălzire nu se produce nici o schimbare de stare sau de structură.

Riguros vorbind, adevărata căldură specifică c_r se mai numeşte şi căldură specifică reală şi se exprimă prin relaţia diferenţială

$$c_r = \frac{1}{m} \cdot \frac{dQ}{dt}.$$

La temperatura de 18°C (între limitele 17,5°C şi 18,5°C) căldura specifică medie pentru diferite minerale are următoarele valori : casiterit 0,093 cal / g.°C, carbon (grafit) 0,2 cal / g.°C, carbon (diamant) 0,11 cal / g.°C, calcit 0,21 cal / g.°C.

Căldura specifică este foarte importantă pentru studiul aplicat şi teoretic al substanţelor cristalizate. Se poate calcula de exemplu căldura atomică, respectiv moleculară a substanţelor . În funcţie de căldura specifică şi depinzînd de simetria reticulară se poate vedea cum temperatura, un factor scalar, capătă caractere vectoriale, cum de fapt este cazul la fenomenul de piroelectricitate.

Scanned with OKEN Scanner

Proprietăţi fizice vectoriale

Mineralele mai au şi alte proprietăţi termice cu caracter vectorial, importante, atît practic, cît şi teoretic. Practic, unele din ele constituie caractere diferenţiale pentru determinarea mineralelor (de exemplu fuzibilitatea). Teoretic, sînt importante pentru că radiaţiile calorice sînt de aceeaşi natură cu radiaţiile luminoase şi se conduc exact după aceleaşi legi. Un fascicul de radiaţie termică, incident pe suprafaţa unui corp cristalizat suferă aceleaşi fenomene ca şi fasciculul luminos, adică o parte se reflectă, altă parte este absorbită şi o a treia parte este transmisă.

Dintre aceste proprietăţi termice vectoriale ale mineralelor vom menţiona dilatarea termică, conductibilitatea termică, radiaţia termică.

Dilatare termică. Energia internă a unui cristal variază cu starea de vibraţie a particulelor. Ea creşte atunci cînd intervine un aport de căldură. Dacă aportul de căldură se face sub presiune constantă, cristalul *se dilată*, îşi măreşte volumul, adică o parte din energia căpătată este consumată ca lucru mecanic, contra acestei presiuni. Fenomenul acesta se numeşte dilatare termică.

La cristalele izotrope, o variaţie de temperatură nu modifică înclinările feţelor una faţă de alta, ci le deplasează numai paralel cu ele însele, cu alte cuvinte, un corp cubic rămîne cubic la toate temperaturile.

Corpurile anizotrope, se comportă din punct de vedere termic ca şi din punct de vedere optic (elipsoizii termici sînt echivalenţi cu cei optici, iar axele termice coincid cu cele optice).

Dilatarea termică fiind o deformaţie omogenă, variabilă cu sistemul cristalografic, urmează că se poate defini, prin anumite valori, anumiţi coeficienţi de dilatare liniară sau coeficienţi de dilatare în volum.

În general, volumul unui mineral încălzit creşte cu temperatura, dar se întîlnesc şi cazuri în care volumul poate să rămînă staţionar, sau chiar să descrească.

Dilatarea termică poate avea consecinţe de natură optică; astfel, indicii de refracţie ai mineralelor scad cu creşterea temperaturii şi, în paralel, variază valoarea birefringenţei. La cristalele biaxe poate varia chiar unghiul axelor optice, sau chiar puterea rotatorie (vezi pag. 134).

Scanned with OKEN Scanner

Dilatarea termică are urmări și asupra stării de coerență a agregatelor de minerale (roci sau minereuri). Un agregat constituit din diferite minerale, cu coeficienți de dilatare diferiți, supus dilatării termice, poate să se „desfacă" în mineralele care-l compun, deoarece prin încălziri și răciri succesive, diversele minerale ale agregatului se dilată în mod diferit.

Cunoașterea coeficienților de dilatare termică are o mare importanță practică pentru industria ceramică și metalurgică, în special la fabricarea rachetelor cosmice.

Conductibilitatea termică (conductivitatea termică) se caracterizează printr-un transport de energie prin intermediul electronilor, de altfel ca și conductivitatea electrică. Acest transport de energie se manifestă într-un cîmp de temperaturi. La cristalele care nu au conducție prin electroni, conducția termică se realizează prin intermediul ionilor rețelei structurale. În general, la solide căldura este transportată atît de fononi*, cît și de electroni.

La substanțele izotrope, conductivitatea termică are aceeași valoare în toate direcțiile. Suprafețele izoterme sînt sferice. La substanțele anizotrope, conductivitatea termică variază cu direcția, adică dacă de la un oarecare punct căldura se propagă în toate direcțiile, ea va ajunge după un anumit timp, la diferite puncte, al căror loc geometric va da naștere unor suprafețe izotermice de formă elipsoidală.

Ecuația generală a acestor elipsoizi este :

$$D = \frac{x^2}{\lambda_1} + \frac{y^2}{\lambda_2} + \frac{z^2}{\lambda_3}$$

în care: λ_1 λ_2 și λ_3 sînt coeficienții de conductivitate termică în direcția axelor elipsoizilor Ox, Oy și respectiv, Oz.

Valoarea lui D este prin urmare invers proporțională cu conductivitatea termică și depinde de debitul de căldură al sursei termice punctiforme din interiorul unui cristal și de temperatura acestuia. Ecuația diferențială a conducției căldurii se stabilește făcînd bi-

* Fononii sînt particule fictive asociate undelor produse de vibrațiile ionilor care formează un gaz „fononic" considerat ca un gaz perfect și căruia i se atribuie un coeficient de conducție.

lanțul căldurilor primită și cedată de un anumit volum din cristal, iar rezolvarea ei necesită cunoașterea condițiilor inițiale și a celor la limită, care, din infinitatea de soluții matematice, selecționează soluția unică ce corespunde fenomenului considerat în cristal.

Cunoașterea conductivității termice poate să servească la determinarea singoniei cristaline și la determinarea unor caractere optice. Substanțele metalice sînt în general mai bune conducătoare de căldură iar cele nemetalice au conductivități diferite. În general se observă o relație strînsă între structura reticulară și conductivitatea termică a cristalelor.

Radiația termică este de aceeași natură ca și radiația luminoasă, ea are însă lungimi de undă mai mari decît radiația luminoasă. Unele radiații sînt în același timp și termice și luminoase. Radiația termică este prin urmare partea din radiația electromagnetică a corpurilor care depinde numai de temperatura lor. Un fascicul de radiații termice proiectat pe suprafața unui corp cristalizat, pe lîngă fenomenele de reflexie și de refracție, poate prezenta și fenomene de birefringență, de polarizare și de interferență, ca și radiațiile luminoase.

Fenomenul de absorbție al radiațiilor termice este mai ușor perceptibil la cristale. Din acest punct de vedere mineralele sînt atermane [sau a(dia) termane] — cele care opresc totalitatea radiațiilor termice incidente, sau opace (netransparente) pentru radiațiile termice [de exemplu alaunul K Al $(SO_4)_2$ 12 H_2O] — sau diatermane (transparente) — cele care lasă să treacă radiațiile termice fără o absorbție sensibilă (cristalele de NaCl, KCl, HgCl); există însă și o categorie intermediară de minerale, care absorb pe unele dintre ele și lasă altele să treacă. Toate mineralele care sînt opace pentru radiațiile luminoase, sînt în general și atermane, cu unele excepții (gipsul, calcitul etc.).

De fapt, absorbția unui mineral este selectivă, adică variază adesea, între limite foarte largi, cu lungimea de undă a radiației incidente.

Proprietăți electrice și magnetice

Prin procese de frictiune, de zdrobire, de încălzire sau de răcire, mineralele pot să capete și *proprietăți electrice*, cu alte cuvinte,

prin asemenea procese, energia mecanică sau termică poate fi transformată în energie electrică. Din acest punct de vedere, unele minerale sînt bune conducătoare de electricitate, sau conductori metalici, iar altele rău conducătoare de electricitate, sau izolanți (dielectrici). Mineralele cu conductivitate metalică au un aspect metalic, pe cînd mineralele izolante au un aspect pietros. Există însă și minerale semiconductoare, cum sînt sulfurile și sulfosărurile metalice.

Prin încălzirea locului de contact („sudură") a două metale sau minerale, bune conducătoare de electricitate, în circuit închis, se produce un curent electric ca urmare a diferenței de temperatură dintre locul de contact și restul circuitului. Acest curent fiind datorit unei cauze termice, se numește termoelectric. Prin răcirea locului de contact curentul electric este egal și de sens contrar, cu condiția ca diferența de temperatură să fie aceeași.

T e r m o e l e c t r i c i t a t e a fiind o însușire fizică, proprie metalelor și mineralelor conductoare, se explică prin transformarea energiei termice în energie electrică, sau mai bine prin apariția unei tensiuni electromotoare, sub acțiunea unei diferențe de temperatură.

În cazul unui cuplu constituit din mai multe minerale, intensitatea curentului născut depinde de natura mineralelor cuplate la contactul încălzit și de diferența de temperatură.

La corpurile cristalizate proprietățile termoelectrice depind de izotropia sau anizotropia cristalelor. Cristalele sistemului cubic sînt izotrope în privința proprietăților termoelectrice, în timp ce cristalele uniaxe prezintă o variație a proprietăților termoelectrice cu direcția (anizotropie), iar cristalele biaxe produc același curent termoelectric, indiferent de direcție.

În anumite cazuri, proprietățile termoelectrice la cristale pot fi modificate de impuritățile incluse în mineral sau de diferitele asocieri ale elementelor de simetrie.

P i r o e l e c t r i c i t a t e a, o altă proprietate de natură electrică, a fost descoperită în 1717 de Leymerie. Fenomenul se numește piroelectricitate, sau electrizare prin căldură. Proprietatea are un caracter polar pronunțat și este caracteristică pentru cristalele dielectrice, rele conducătoare de electricitate hemi-

Scanned with OKEN Scanner

morfe, adică pentru cristale care au o axă de simetrie polară principală fără a avea planul principal de simetrie.

Un cristal de turmalină, suspendat de un fir de mătase și încălzit în mod omogen, se încarcă cu electricitate de semn contrar la cele două extremități ale axei sale principale (A^3 axă polară = direcție unică). Extremitatea cristalului încărcată pozitiv (+) se numește pol analog, iar cealaltă extremitate, încărcată negativ (—), pol antilog.

Determinările experimentale au confirmat dependența conductivității electrice a cristalelor de direcțiile cristalografice, adică de structura cristalelor în aceste direcții.

Piroelectricitatea prin încălzire uniformă se produce la cristalele care au axe polare unice (turmalină, hemimorfit etc.). Piroelectricitatea prin încălzire neuniformă se întîlnește la cristalele care aparțin claselor de simetrie cu plane (planare sau antihemiedrice) și primitive (sau tetartoedrice, tabelul I).

Piroelectricitatea reprezintă un exemplu tipic de transformare a scalarului temperatură, într-o mărime fizică orientată (vezi pag. 65).

P i e z o e l e c t r i c i t a t e a . La unele cristale pot apărea sarcini electrice nu numai prin acțiunea căldurii ci și datorită acțiunilor mecanice la care sînt supuse. Acest fenomen a primit numele de piezoelectricitate și este prezentat de aceleași tipuri de cristale cu axe polare, de simetrie, dielectrice.

Piezoelectricitatea a făcut obiectul unor studii detaliate ale lui Pierre Curie, care, utilizînd un cristal (unic) romboedric de cuarț din clasa enantiomorfă (tabelul I), a observat fenomenul de piezoelectricitate în momentul în care cristalul a fost solicitat mecanic după cele trei axe A^2 polare, prin presiune sau tracțiune.

Pentru a căpăta un cuarț piezoelectric (fig. 41 a), se taie o lamă cu fețele perpendiculare pe axa electrică ($AB = A^2$) care unește mijlocul muchiilor. Lama astfel obținută se acoperă cu cîte o foiță de staniu (fig. 41 *c*) pe cele două fețe paralele și acestea se pun în legătură cu un electrometru. Comprimarea lamelei după fețele *ab* și *cd* (fig. 41 *b*), adică după axa electrică, face să apară pe aceste două fețe sarcini electrice de semne contrare (la o forță de comprimare de 1 kgf — aproximativ 10 N — apare o diferență de potențial de ordinul sutimilor de volt); comprimarea după o direcție perpendiculară în același timp și pe axa electrică și pe axa de simetrie a

cristalului, dă naştere pe aceleaşi feţe la sarcini electrice de semn contrar celor precedente.

Structural, fenomenul piezoelectricităţii se explică printr-o deplasare (relativă), prin comprimare sau întindere, a reţelei închise de ionii pozitivi, faţă de reţeaua închisă de ionii negativi. Pentru a lămuri mai bine fenomenul, să considerăm reţeaua ionică a cristalului de cuarţ (fig. 42 *a*) şi să presupunem că asupra acesteia se exercită o comprimare după direcţia XX_1, echivalentă cu axa A^2. Această comprimare produce deplasarea semnalată mai înainte a reţelei închise de ionii pozitivi (Si^+) faţă de reţeaua închisă de ionii negativi (O^-), ceea ce duce la o preponderenţă a sarcinilor pozitive în partea de jos a reţelei şi a sarcinilor negative în partea de sus a reţelei (fig. 42 *b*). Dacă însă asupra reţelei se exercită, după aceeaşi direcţie, o tracţiune (echivalentă cu o comprimare laterală), poziţiile sarcinilor predominante se schimbă (fig. 42 *c*).

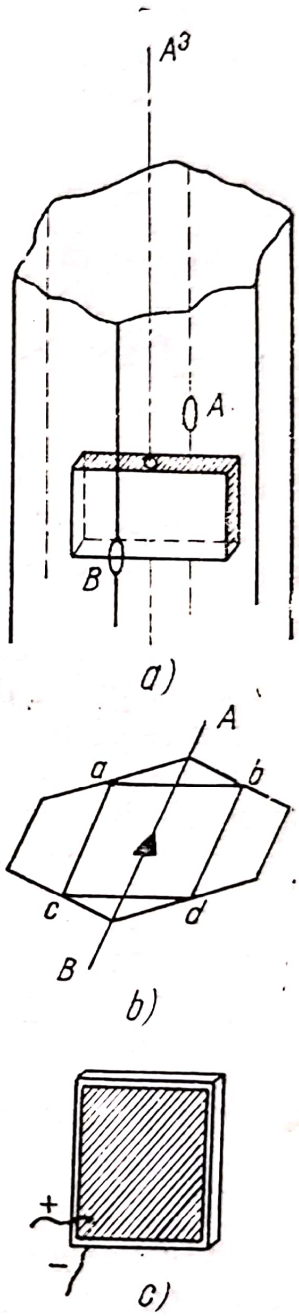


Fig. 41

Sarcinile care apar astfel pe feţele cristalului sînt sarcini legate, legate de însăşi existenţa reţelei ionice.

Fenomenul de piezoelectricitate se mai poate observa şi la alte minerale decît cuarţul: turmalină, topaz, blendă, boracit, clorat de sodiu, acid tartric dextrogir, sare Seignette.

Piezoelectricitatea cristalelor a fost folosită la producerea ultrasunetelor (determinarea lungimilor de undă mici, defectoscopie, în practica medicală, în industria alimentară, foraj, minerit etc.).

În prezent se cunosc chiar metode de determinare a durităţii mineralelor cu ultrasunete. De asemenea s-a văzut că prezenţa undelor ultrasonice de mare intensitate în procesul de creştere a cristalelor conduce la realizarea de cristale cu o rezistenţă sporită.

Scanned with OKEN Scanner

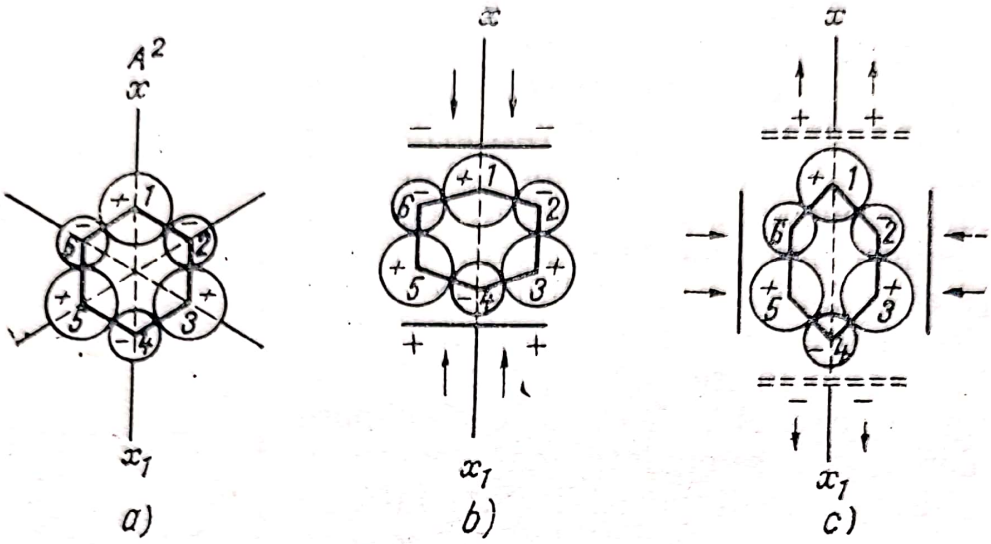


Fig. 42

O proprietate comună tuturor mineralelor este magnetismul. Din acest punct de vedere se cunosc minerale paramagnetice, diamagnetice și feromagnetice. Mineralele paramagnetice sînt atrase de magnet (înspre regiunea de densitate maximă a liniilor de forță). Susceptibilitatea lor magnetică poate să depindă de temperatură (paramagnetice normale) sau să nu depindă de temperatură. În această categorie se mai încadrează și substanțele antiferomagnetice care posedă o anumită temperatură critică (punctul Curie antiferomagnetic) peste care acestea se comportă aproape ca substanțe paramagnetice normale. Mineralele diamagnetice sînt respinse de magnet. Susceptibilitatea acestora este negativă și depinde de temperatură (diamagnetice clasice), sau cu o susceptibilitate de 10 — 100 de ori mai mare decît cea obișnuită (diamagnetice anomale). În sfîrșit, mineralele feromagnetice au o susceptibilitate magnetică mare și variabilă cu cîmpul magnetic. Ele se împart după criterii cantitative, în feromagnetice moi și feromagnetice dure.

Ca minerale paramagnetice se pot cita fierul, sideroza turmalina etc., ca diamagnetice bismutul, calcitul, topazul etc., iar ca feromagnetice magnetita și pirotina.

Un corp prismatic izotrop alungit, din categoria mineralelor paramagnetice, introdus între polii unui magnet se orientează

paralel cu liniile de forţă ($\mu > 1$, μ^* fiind permeabilitatea magnetică), pe cînd un corp prismatic diamagnetic introdus sau suspendat între polii unui magnet, se orientează perpendicular pe liniile de forţă ($\mu < 1$).

Atît diamagnetismul cît şi paramagnetismul sînt proprietăţi care izvorăsc din structura internă a atomilor, unde electronii găsindu-se într-o continuă mişcare, produc un cîmp magnetic atomic sau molecular.

Dacă suspendăm o sferă dintr-o substanţă amorfă, fie paramagnetică fie diamagnetică, între cei doi poli ai unui magnet, ea rămîne în echilibru în oricare poziţie, deoarece toţi diametrii ei sînt echivalenţi. Corpurile cristalizate în sistemul cubic se bucură de aceeaşi proprietate. Cristalele uniaxe, prezintă un maxim sau un minim de magnetism pe direcţia axei principale, iar cristalele biaxe au trei direcţii principale magnetice, rectangulare între ele.

Atît în categoria cristalelor uniaxe cît şi în categoria celor biaxe există cristale pozitiv sau negativ magnetice. De asemenea, se întîlnesc minerale care păstrează magnetismul şi după scoaterea lor din cîmpul magnetic (magnetism remanent). Dintre acestea fac parte într-o mai mare măsură magnetita, iar în mai mică măsură pirotina şi oligistul.

Proprietăţile magnetice ale mineralelor sînt importante atît din punct de vedere teoretic cît şi practic. În general un cîmp magnetic acţionează cu destulă intensitate asupra mineralelor feroase eventual supuse unui tratament adecvat (de exemplu calcinare). Se poate utiliza această proprietate în extracţia lor. Pe aceeaşi proprietate se bazează separarea lor, cu ajutorul unui electromagnet, din rocile fin pulverizate. Proprietăţile magnetice ale mineralelor mai sînt folosite şi în prospectarea magnetică a zăcămintelor de magnetită, cu ajutorul variometrelor.

În legătură cu magnetismul terestru, trebuie menţionat faptul că Pămîntul poate fi considerat ca un magnet de mari proporţii înconjurat, ca şi magneţii moleculari, de curenţi electrici telurici

---

* $\mu = \frac{B}{H}$ unde B este inducţia magnetică iar H intensitatea cîmpului magnertic.

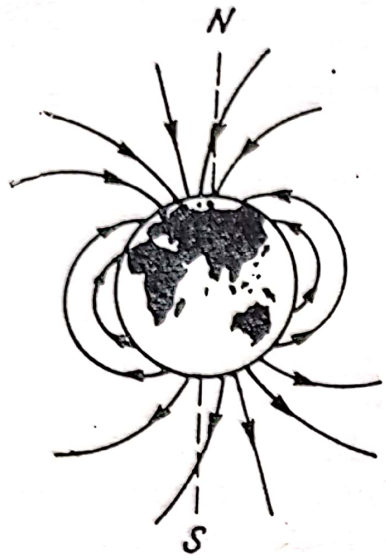


Fig. 43

cu un sens de la est la vest, deci opus celui de rotaţie a Pămîntului (fig. 43). Cîmpul magnetic terestru este datorit în mare măsură scoarţei solide a globului, adică litosferei.

Rocile eruptive, în special cele bazice şi chiar şi rocile sedimentare păstrează practic nelimitat un moment magnetic remanent, legat ca mărime şi direcţie, de intensitatea cîmpului magnetic terestru corespunzător perioadelor (vîrstelor) lor de formare (răcire, respectiv sedimentare).

Întrucît polii magnetici ai Pămîntului au ocupat anumite poziţii bine determinate în diferitele epoci geologice, studierea magnetismului remanent al rocilor permite, în principiu, stabilirea vîrstei lor pe baza determinării poziţiei polilor magnetici, din cercetarea proprietăţilor magnetice ale unor probe de roci de vîrstă cunoscută. Astfel de studii constituie obiectul paleomagnetismului. Metoda este eficace, dar necesită încă studii aprofundate legate de existenţa unor efecte secundare. Astfel uneori proprietăţile magnetice ale rocilor dezgolite la suprafaţă pot fi local modificate ca urmare a magnetizărilor provocate de cîmpurile electrice intense produse de descărcările electrice naturale.

Coeziunea mineralelor

Substanţele minerale sînt în general solide, constituite din particule care aderă energic una faţă de alta. Se spune în acest caz, că ele au oarecare coeziune. Ele opun rezistenţă acţiunilor mecanice sau termice exterioare, care caută să le modifice forma sau volumul.

Coeziunea între moleculele unui corp este mare la solide şi aproape nulă la gaze.

Substanţa în stare amorfă, poate să fie compactă dacă coeziunea este destul de mare. Există însă şi solide, în stare amorfă care, sub influenţa unor şocuri slabe, sau a unor presiuni mici, pot să

devină pulberulente. Acestea sînt corpuri friabile. Din punct de vedere practic friabilitatea este adesea un indiciu de lipsă a omogenității substanței.

Mineralele solide, care sînt substanțe coerente, se pot întîlni deci sub formă de corpuri compacte, friabile sau pulverulente.

Unele minerale sînt moi, ca de exemplu mineralele argiloase a căror plasticitate este recunoscută, cel puțin pentru unele varietăți. În sfîrșit, unele minerale sînt lichide; mercurul sau petrolul. Acestea din urmă, împreună cu materia solidă în stare amorfă, care după cum se știe are o omogenitate statistică, nu prezintă în masa lor nici o variație a coeziunii (coeziunea este aceeași în toate direcțiile).

La corpurile cristalizate, cu o structură internă reticulară, coeziunea variază însă cu direcția. Ea este mare, pe direcția dreptelor reticulare, care au valori parametrale mici și mai slabă, pe direcții în care valorile parametrale sînt mai mari (fig. 44).

Datorită anumitor cauze mecanice sau termice, cristalele car-au practic o formă bine determinată și un volum fix pot sufer anumite schimbări de formă sau de volum, temporare sau defini

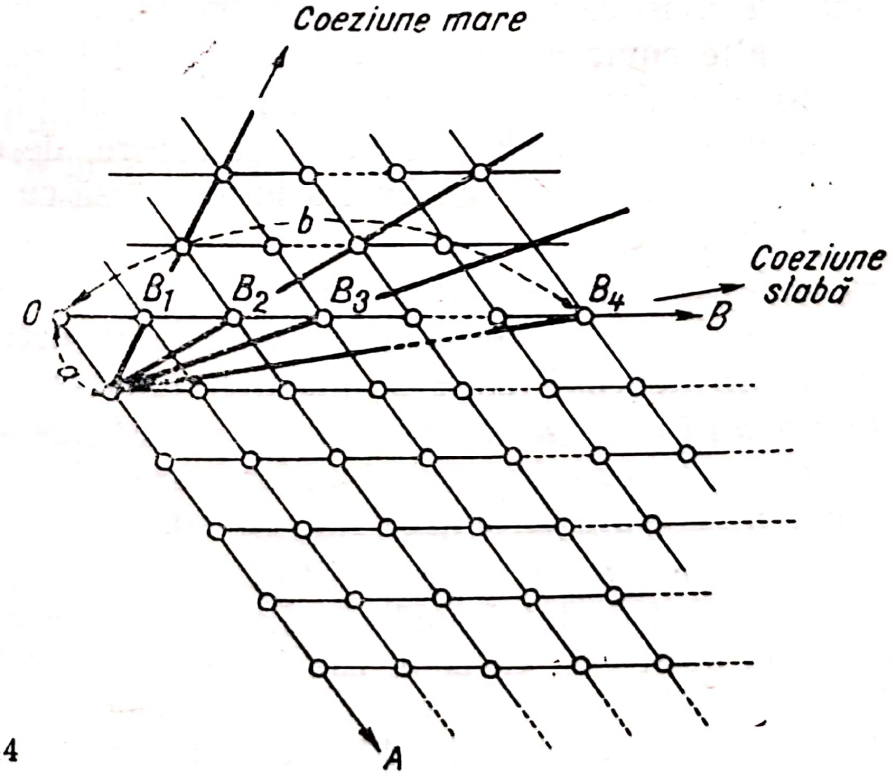


Fig. 44

tive, care într-o formă sau alta, să le provoace oarecare deformaţii morfologice sau interne.

Dacă schimbările se fac sub influenţa temperaturii, atunci corpurile cristalizate sînt supuse dilatării fără schimbarea simetriei şi a raporturilor zonale dintre feţe; se schimbă însă anumite unghiuri diedre. Deformaţia este cu alte cuvinte omogenă.

Dacă schimbările se fac sub influenţa acţiunilor mecanice, atunci corpurile cristalizate pot suferi fie deformaţii temporare, fie definitive, ca urmare a schimbărilor unilaterale sau inegale în însăşi structura lor internă.

Din punct de vedere al reversibilităţii deformaţiilor se pot distinge: deformaţii elastice, deformaţii plastice şi deformaţii rupturale.

Deformaţiile elastice, adică deformaţiile sau schimbările formei, persistă atît timp cît persistă şi cauza care le produce, iar după încetarea acesteia corpul revine la forma iniţială. Deformaţiile sînt deci reversibile.

Deformaţiile plastice persistă şi după încetarea cauzei care le produce, cu alte cuvinte sînt remanente şi deci ireversibile. Un cristal supus unor asemenea deformaţii poate să-şi piardă coeziunea şi să sufere acţiuni de sfărîmare, de rupere, de clivare sau curgere, adică o modificare continuă a formei, însă cu menţinerea reţelei cristaline.

Deformaţiile rupturale se datoresc acţiunii unor forţe exterioare mai mari decît forţele de coeziune ale cristalului, deci forţe care depăşesc limita de elasticitate şi plasticitate a cristalului.

Deformaţii elastice. Deformaţiile elastice sau reversibile pot fi provocate de presiuni uniforme (sau „litostatice") şi de presiuni unilaterale (orientate sau stress).

În cazul presiunii uniforme sau litostatice, deformaţiile elastice la cristale sînt cu totul analoge celor provocate de dilatarea termică. Şi în acest caz, ca şi în cazul deformaţiilor termice, se pot stabili coeficienţi liniari pe direcţia axelor principale. La fel se poate stabili coeficientul cubic, care în cazul presiunii omo-

Scanned with OKEN Scanner

gene se numeşte şi coeficient de compresibilitate (γ). Acesta este dat de relaţia

$$\gamma = \frac{1}{p} \cdot \frac{V_{p+1} - V_p}{V_p},$$

unde:

V_p este volumul corpului la presiunea p,
iar V_{p+1} volumul corpului la presiunea $(p + 1)$.

Cu cît coeficientul γ al unui corp este mai mare, cu atît mai uşor poate fi comprimat corpul respectiv. Raportul $\frac{1}{\gamma} = k$ se numeşte modul de compresibilitate şi este o măsură pentru rezistenţa pe care cristalul o opune acţiunii de compresiune (el se mai numeşte şi modul de elasticitate de volum).

Deformaţiile provocate prin astfel de presiuni, care nu depăşesc anumite limite, sînt omogene. Din punct de vedere structural nu modifică cu nimic simetria unei reţele cristaline, care după deformaţie rămîne cu aceeaşi simetrie.

În cazul presiunii unilaterale orientate sau stress, apare necesar să remarcăm faptul că nu numai presiunile uniforme ci şi presiunile unilaterale sînt în măsură să producă deformaţii care să dispară în urma încetării acţiunii forţelor. După natura forţelor care acţionează unilateral, deformaţiile elastice pot fi: alungiri, comprimări longitudinale, încovoieri, sau torsiuni.

Alungirea provocată unilateral unei bare cristaline cu lungimea l_0 poate fi provocată unilateral de o forţă P, care acţionează la unul din capete sub formă de tracţiune. O dată cu această alungire, rezultă şi o contracţie transversală, proporţională cu forţa de tracţiune P.

Alungirea $\lambda = \frac{l_1 - l_0}{l_0}$ (unde l_1 este lungimea barei după tracţiune) va fi proporţională cu forţa de tracţiune P, adică $\lambda = \varepsilon P$. Coeficientul de proporţionalitate ε se numeşte coeficient de elasticitate. Inversul lui, $\frac{1}{\varepsilon} = E$, se numeşte modul de elasticitate (la alungire), sau modulul lui Young.

Scanned with OKEN Scanner

Între alungire și contracția transversală se poate stabili un raport a cărui valoare este totdeauna mai mică decît 1/2. Pentru multe substanțe cristaline valoarea raportului este apreciată la 1/4.

În cazul comprimării longitudinale provocată unilateral, forța P acționează de data aceasta sub formă de presiune.

În același timp cu comprimarea are loc și o dilatare transversală a corpului, proporțională cu forța care apasă unilateral asupra corpului. Și în acest caz se poate stabili un raport între comprimarea longitudinală și dilatarea transversală.

Încovoierea implică simultan o comprimare și o întindere provocată de o forță laterală P care apasă acum cu efect de încovoiere asupra unei bare cristaline. Aceasta se încovoaie pînă se ajunge la un echilibru între forțele elastice care apar în interiorul cristalului și forța P. În cazul acesta săgeata S ne dă o măsură pentru elasticitatea (îndoirea) cristalului. Amplitudinea îndoirii poate fi măsurată cu un microscop catetometru. Modulul de alungire E are aceeași valoare cu modulul lui Young, de mai sus.

Deformațiile de torsiune sînt provocate de un cuplu aplicat la una din extremitățile unei bare cristaline, cuplu care produce o rotire a acelei extremități.

Să considerăm un cristal de rază r și lungimea l, suspendat de unul din capete; dacă la celălalt capăt acționează un cuplu D format din două forțe în plan orizontal, atunci cuplul D produce asupra cristalului o torsiune de un unghi φ proporțional cu D; valoarea lui φ este dată de

$$\varphi = \frac{1}{T} \cdot \frac{2l}{\pi r^4} \cdot D,$$

unde T este modulul de elasticitate transversală sau modulul de torsiune. Acesta este legat de modulul de elasticitate la alungire E, prin relația $T = \frac{1}{2} \cdot \frac{E}{1+k}$, unde k este o constantă.

Din cele de mai sus rezultă că diferitele acțiuni mecanice exterioare, pot produce asupra unui cristal deformații elastice. Acestea pot să dispară și corpul să revină la forma inițială, atunci cînd cauza care le-a produs a încetat, însă mai înainte ca valoarea forței pe centimetru pătrat să depășească o anumită limită numită limita de elasticitate a cristalului.

Scanned with OKEN Scanner

La substanțele amorfe, determinînd coeficientul de elasticitate în diferite direcții, se constată că valoarea lui este aceeași și dacă reprezentăm aceste valori prin cîte un vector atunci locul geometric al extremităților vectorilor este o sferă (se exceptează cazul deformațiilor elastice unilaterale).

La substanțele cristalizate, coeficientul de elasticitate variază cu direcția, iar suprafața vectorială este cu mult mai complicată *.

Pentru construirea suprafeței de elasticitate la cristale este nevoie de determinarea unor constante al căror număr este în raport invers cu gradul de simetrie. De exemplu, pentru singonia inferioară, sistemul triclinic, sînt necesare 21 de constante, pe cînd pentru singonia superioară, sistemul cubic, sînt necesare numai 3 constante.

La singonia superioară cubică valorile celor trei constante, corespund cu cele trei direcții de simetrie și anume cu $3A^4$, $4A^3$, $6A^2$.

În general, suprafețele de elasticitate ale fețelor de cristal, pot fi studiate dacă se determină coeficientul de elasticitate sau modulul corespunzător pentru fiecare direcție conținută în planul feței. Pentru diferitele substanțe pe diferite fețe s-au găsit suprafețe de forme destul de variate.

În ceea ce privește deformațiile pe care le suferă arhitectura reticulară în cazul deformațiilor elastice unilaterale, se constată că rețelele se păstrează, simetria însă nu.

O rețea cubică de exemplu supusă unei comprimări sau unei tracțiuni după o axă de simetrie ternară (A^3), capătă simetria rețelei romboedrice. Simetria cubică se pierde prin faptul că cele $4A^3$ au fost solicitate în mod diferit.

Deformațiile elastice influențează și proprietățile optice ale corpurilor; consecințele acestor deformații devin perfect vizibile la microscop. Astfel, substanțele amorfe, sticla de exemplu, supusă deformațiilor elastice, relativ de scurtă durată, își modifică proprietățile în funcție de eforturile de tracțiune sau comprimare pe care le suportă și în același timp, în funcție de forma bucății de sticlă supusă eforturilor.

---

* Ea nu mai seamănă cu suprafața vectorială determinată de alte proprietăți, ci este o suprafață de ordinul 4, care are totuși un centru de simetrie și care depinde direct de simetria geometrică a cristalului.

Scanned with OKEN Scanner

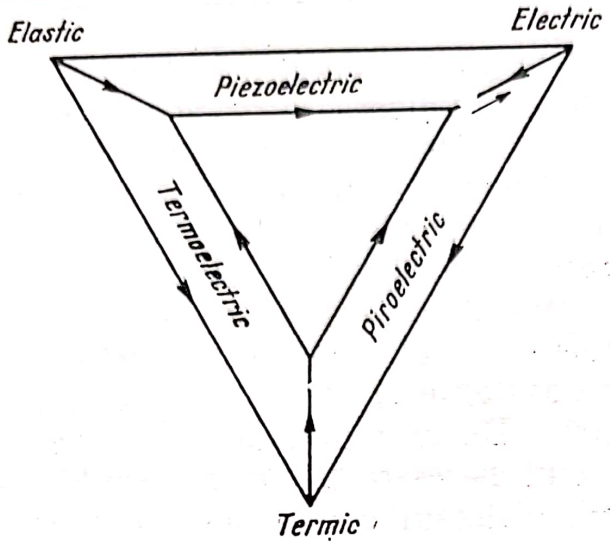


Fig. 45

Deformaţiile elastice pot influenţa proprietăţile optice ale substanţelor cristalizate în funcţie de izotropia sau anizotropia lor. Astfel, cristalele izotrope* suferind efecte de presiune pot deveni birefrigente, mai rar uniaxe, însă de cele mai multe ori biaxe.

Cristalele anizotrope uniaxe, prin comprimare după unica lor axă optică, pot rămîne optic uniaxe cu o birefrigenţă mai puternică sau mai slabă, pe cînd cele biaxe, supuse unei comprimări după o anumită direcţie, pot să-şi schimbe unghiul axelor optice, (să crească sau să devină egal cu zero).

Deformaţiile elastice pot influenţa şi absorbţia luminii, în sensul că prin tensiunile care iau naştere în corp pot să se producă şi fenomene de pleocroism (policroism) chiar dacă respectivul corp nu posedă obişnuit această proprietate.

După ce au fost arătate sumar, proprietăţile termice elastice şi electrice, cît şi efectele lor asupra mineralelor, este bine în cele din urmă, să relevăm foarte pe scurt, schematizat într-un triunghi echilateral (vezi fig. 45), interdependenţa dintre aceste proprietăţi şi efectele lor primare sau secundare.

* Cele mai multe corpuri optic izotrope prezintă o izotropie statistică datorită aranjării dezordonate a particulelor componente din reţea sau poate chiar datorită însăşi structurii componentelor (moleculelor sau asociaţiilor lor, care în parte pot avea totuşi, caractere anizotrope). Intervenind însă o cauză exterioară, aceasta este în măsură să creeze o direcţie preferenţiată în interiorul corpului, avînd drept urmare o aranjare a particulelor sau poate o aranjare a elementelor anizotrope aparţinînd componentelor reticulare sau poate chiar o deformare în însăşi componentele izotrope ale corpului; am avea astfel de-a face cu o anizotropie artificială.

De asemenea sfera interacțiunii poate fi lărgită dacă se ia în considerare și proprietățile magnetice ale mineralelor. În cazul acesta, figura schematizată, este reprezentată de tetraedrul din fig. 46, care pune în evidență și efecte magneto-calorice, magneto-elastice etc.

Din punct de vedere practic proprietatea de elasticitate a mineralelor este un factor descriptiv important. Astfel, cristalele lamelare de muscovit sau biotit sînt foarte elastice prin flexiune. Talcul și gipsul sînt flexibile; cristalele de tetraedrit și stibiu metalic au limite de elasticitate reduse. Cristalele de metale native, unele sulfuri și chiar cloruri — posedă importante proprietăți elastice, care pot fi caractere diferențiale pentru multe din ele.

Proprietățile elastice ale mineralelor sau ale agregatelor de minerale își găsesc o interesantă aplicație într-una din metodele geofizice de prospectare a subsolului și anume în metoda de prospectare seismică.

Metoda dă rezultate foarte bune mai ales în terenurile sedimentare cînd este vorba de exemplu despre stabilirea rezervelor de petrol și gaze, și chiar pentru stabilirea structurii globului terestru.

Deformații plastice. La minerale însă, pe lîngă deformații elastice, întîlnim și deformații plastice. Astfel, o forță

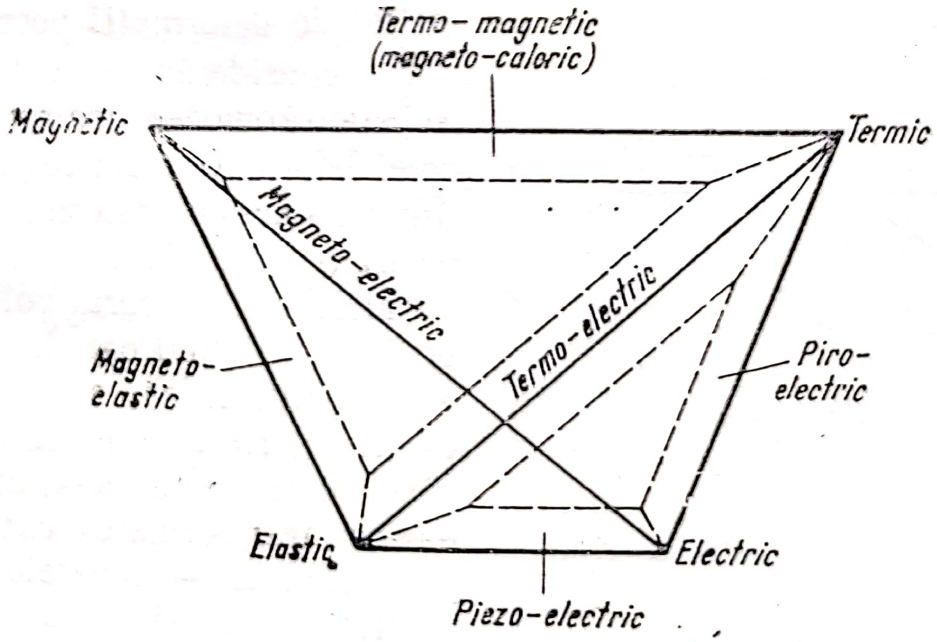


Fig. 46

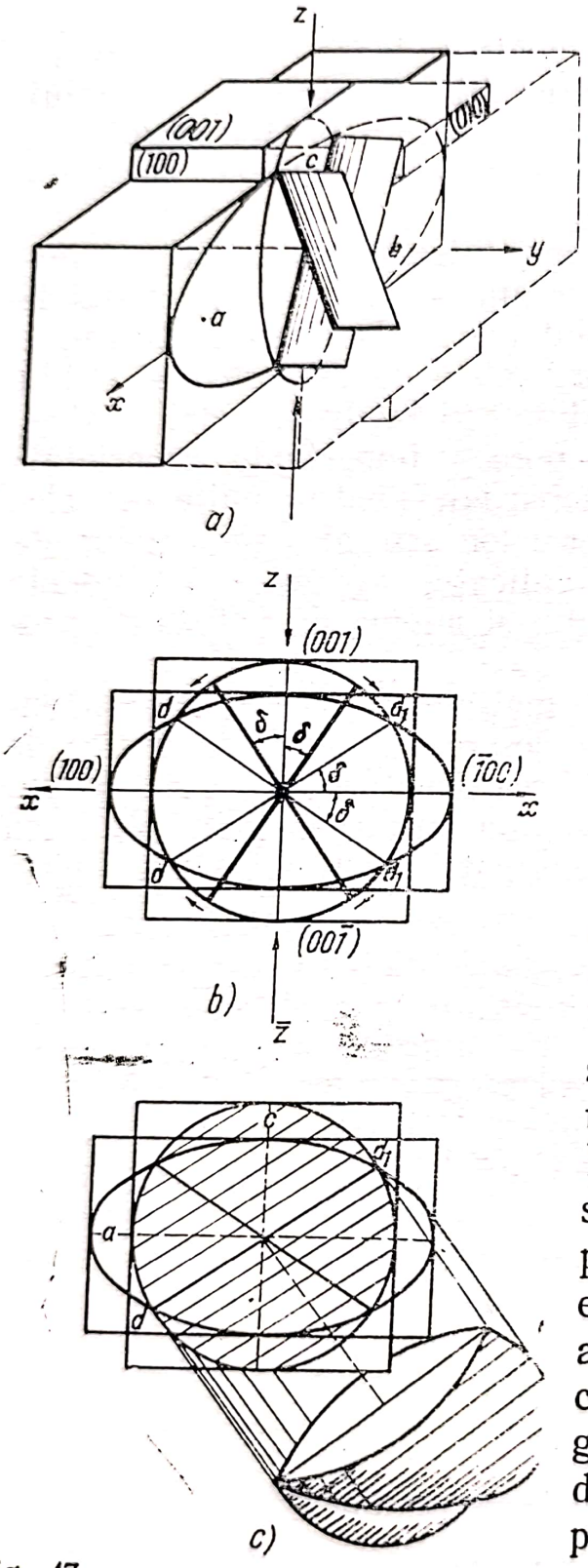


Fig. 47

exterioară care acționează asupra unui corp poate, prin acțiunea ei, să depășească limita deformațiilor reversibile, fără ca în cazul întinderii sau încovoierii, forțele de coeziune ale corpului să fie învinse. În acest caz, deformația este remanentă. Se spune despre acest corp că este plastic, iar deformația căpătată, ireversibilă.

Studiul deformațiilor remanente sau ireversibile, este foarte important pentru că de el sînt legate deformațiile naturale ale rocilor, provocate de fenomenele geologice de cutare, supracutare, șariaj, alunecare. De asemenea acest studiu este important și din punct de vedere tehnic. Vom studia deformațiile plastice atît la substanțele omogene izotrope, cît și la cristalele care suferă astfel de deformații permanente.

Să considerăm un cub dintr-o substanță omogenă izotropă, supus unei deformații plastice (fig. 47 *a*). În urma acestei deformații cubul se transformă de regulă într-un paralelipiped al cărui volum este egal cu volumul cubului din care a provenit. Dacă ne imaginăm că în interiorul acestui cub s-ar găsi înscrisă și o sferă, atunci, o dată cu transformarea cubului — prin deformare — în paralelipiped, se transformă și sfera într-un

elipsoid cu același volum ca al sferei, denumit elipsoid de deformație.

Pentru ca să se ajungă la acest elipsoid, forțele care produc deformația trebuie să exercite presiuni pe unele fețe ale cubului (001), și tracțiuni pe altele (100). Atunci sfera înscrisă în cub se transformă într-un elipsoid cu axa mare și axa mică în planul $xz\bar{x}\bar{z}$, adică tocmai în planul direcțiilor de presiune și tracțiune. Axa mare corespunde direcției $x\bar{x}$ după care s-a efectuat tracțiunea, iar axa mică direcției $z\bar{z}$ după care s-a efectuat comprimarea. Considerînd separat acest plan principal (fig. 47 *b*) se observă că în el se găsesc doi diametri dd_1 care au după efort aceeași lungime ca și diametrul sferei. Acești diametri ocupă simultan poziții simetrice atît față de axa $x\bar{x}$ cît și față de axa $z\bar{z}$. Planele care trec prin cîte unul din acești doi diametri și axa *Oy* sînt perpendiculare pe planul $xz\ \bar{x}\bar{z}$ și determină secțiuni circulare (fig. 47 *a*).

Deoarece în cursul deformațiilor axa *Oy* și-a păstrat complet lungimea inițială, și deoarece planele care trec prin cei doi diametri dd_1 egali cu axa *Oy*, constituie fețe, rezultă că asemenea deformații nu afectează aparent și aceste plane, adică direcțiile în aceste plane, nu suferă nici alungiri, nici comprimări, deși teoria arată că aceste plane coincid cu planele de deformație maximă, ele formînd — înainte de deformare — cu axa *Oz* același unghi δ, egal cu unghiul pe care-l fac după deformare cu axa *Ox* (fig. 47 *b*).

Avînd în vedere această situație se poate arăta că deformația sferei în elipsoid se poate obține mai simplu și în alt fel. Să ne închipuim că unul din planele care conține diametrul dd_1 (fig. 47*c*) cu secțiune circulară, ar fi fix și dacă considerăm că toate planele paralele cu unul din diametrii dd_1, bineînțeles cu aceleași secțiuni circulare, ar fi deplasate (translatate paralel cu ele însele) cu valori proporționale cu distanța de la planul diametral, se obține în adevăr tocmai elipsoidul de deplasare. Acest fenomen corespunde cu o forfecare, echivalînd în mod mai simplu cu o alunecare, în care toate planele cu secțiune circulară devin plane de alunecare (de forfecare) astfel încît, sfera inițială se transformă în elipsoidul de deformație.

Acest gen de deformații des întîlnite în natură presupun numai schimbări de formă (distorsiuni), ireversibile, fără schimbări de volum. În scoarța terestră acestea sînt fenomenele care dau toată

diversitatea de deformări; revenirea post elastică la roci este practic nulă. Mecanismul lor de deformare este dat în fond de alunecările intergranulare și intragranulare, adică de alunecări între elementele mineralogice ale rocilor și în interiorul acestora de-a lungul anumitor plane de densitate mare din rețeaua cristalină a mineralelor.

Aceste deformații creează condiții de textură în anumite împrejurări, la rocile metamorfice, și anume, cînd presiunea orientată (stressul) scade în intensitate, deformațiile rupturale sînt înlocuite prin deformații plastice. Caracterul textural ia naștere ca urmare a unor serii de mișcări sau de alunecări, datorită cărora se pot produce recristalizări sau alte fenomene (vezi cap. Rocile metamorfice).

Cristalele, după cum știm, au o structură bine definită și proprietăți de coeziune variabile cu direcția (vezi fig. 44), încît deformațiile permanente căpătate, în urma fenomenului de alunecare, nu depind numai de forțele exterioare, ci și de natura coeziunii pe anumite direcții. Prin urmare, alunecarea anumitor plane va trebui să urmeze de multe ori chiar planele din interiorul cristalelor (fig. 48 *a* și *b*)(planele reticulare).

La cristale consecințele deformațiilor plastice se pot manifesta prin fenomene de alunecări simple, care pot duce la formarea maclelor secundare mecanice, fenomene de translație care duc la îndoiri, încrețiri și laminări de cristale, fenomene de lovire și presare, consecințe ale alunecărilor simple sau ale translațiilor, și fenomene de recristalizare sau curgere, datorită procesului de alunecare.

Alunecările simple care pot duce la formarea maclelor secundare sau mecanice se fac cu o amplitudine constantă.

În natură se întîlnesc cristale care, prezentînd un anumit grad de plasticitate și sub impulsul unei presiuni care nu depășește limita de rupere, pot să sufere un fenomen de alunecare a planelor reticulare componente. Operația se produce în așa fel, încît partea care alunecă ia o poziție riguros simetrică față de partea rămasă în poziția inițială. Aceste două părți astfel constituite formează o maclă.

Exemplu de macle formate în asemenea condiții ni-l oferă calcitul ($CaCO_3$, romboedric) care se poate macla experimental

Scanned with OKEN Scanner

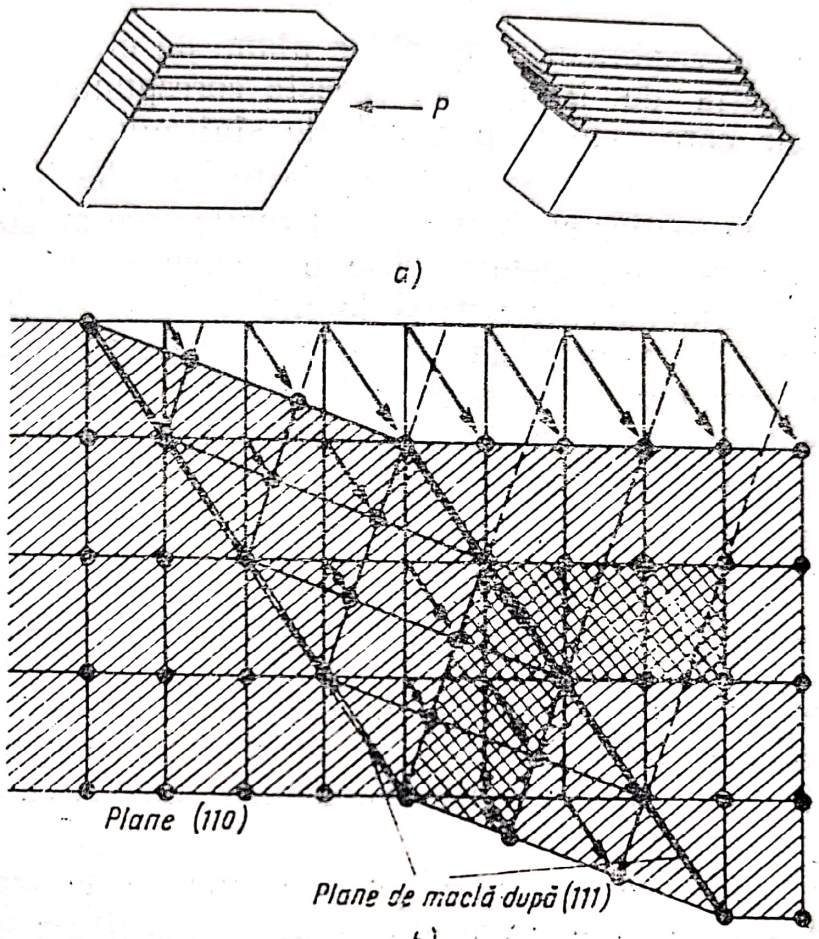


Fig. 48

fie presînd un romboedru rezultat din clivaj prin două plane, fie acţionînd cu o lamă ascuţită asupra aceluiaşi cristal de calcit alungit după o muchie, în aşa fel încît apăsarea să fie perpendiculară pe muchia alungită a romboedrului.

Presiunile geologice sînt capabile să producă asemenea macle, de de obicei polisintetice, vizibile la calcarele tectonizate.

Fenomenele de translaţii, cu amplitudini variabile pot duce la îndoiri, încreţiri şi laminări de cristale. Adesea se observă pe anumite feţe de cristal, o serie de striuri foarte fine, paralele, avînd între ele distanţe mai mari sau mai mici. Aceste striuri corespund unor plane paralele ale cristalului, care se pot deplasa fără pierderea integrală a coeziunii, sub forma unor pachete de diferite grosimi. Deplasarea se poate face treptat, pe un plan de alunecare, după o anumită direcţie. De obicei planele de translaţie sînt plane importante ale structurii reticulare, sau plane

de simetrie ale cristalelor, sau chiar plane de clivaj. În ceea ce privește direcția de translație, aceasta corespunde cu dreptele reticulare ale căror valori parametrale sînt mici.

Asemenea deformații se întîlnesc destul de des la mineralele componente ale rocilor și în special în rocile care au fost puternic solicitate de presiuni. Deformațiile permanente se manifestă în acest caz prin îndoiri, încrețiri și laminări de cristale, observate de multe ori la mineralele solzoase, lamelare (mice, clorite, grafit, talc, gips etc.). De multe ori, în urma unor presiuni foarte puternice suferite de rocă, chiar unele minerale nefoioase, ca de exemplu feldspatul și cuarțul, suferă asemenea deformații.

Ridicarea temperaturii mărește oarecum puterea de alunecare a planelor cristalului.

În legătură cu fenomenele de alunecare, se explică ușor existența cristalelor răsucite de sare gemă, foarte plastice, care permit o deplasare relativă a planelor după fața de dodecaedru romboidal (110). De asemenea se explică ușor existența cristalelor răsucite și îndoite de gips, precum și alte fenomene naturale, ca de exemplu curgerea ghețarilor.

Din punct de vedere tehnic, prin fenomenul de translație, se explică tot așa de bine proprietățile de ductibilitate și maleabilitate ale metalelor.

Din punct de vedere teoretic, este important să menționăm că fenomenul mecanic al translațiilor, observat la cristale naturale, a servit ca punct de plecare pentru explicarea structurilor cristaline în ipoteza unui sistem de puncte fix și a altuia mobil. Astfel s-a ajuns la formularea a 65 de grupări posibile, numite și grupări de mișcare (translații). Mai tîrziu, prin alte operații mai complicate, s-a stabilit definitiv existența a 230 de grupări spațiale cu ajutorul cărora se explică astăzi foarte bine structura internă a substanțelor cristalizate.

Fenomenele de lovire și presare exercitate asupra cristalelor pot duce la alunecări simple și la translații ale planelor importante ale structurii reticulare. Ele apar sub forma unor anumite crăpături dacă pe o față de cristal se dă o lovitură bruscă, cu un vîrf ascuțit, sau se efectuează o presiune cu un corp cu vîrful rotunjit.

Scanned with OKEN Scanner

Aceste crăpături păstrează simetria corespunzătoare feţei şi pot fi independente de direcţiile de clivaj.

Figuri de lovire. Dacă pe o faţă a unui cristal cubic de sare gemă (NaCl) se dă o lovitură bruscă, într-un punct oarecare cu un vîrf ascuţit de oţel, în aşa fel încît vîrful să nu pătrundă prea mult în interiorul feţei, atunci în jurul acestui punct apare o figură de lovire, în formă de stea cu patru raze (fig. 49) îndreptate către cele patru colţuri ale feţei. Între razele stelei, se produce în acelaşi timp o uşoară translaţie a planelor feţei, paralelă cu muchiile feţei respective a cubului.

La mică, figura de lovire obţinută pe una din feţele de clivaj (001), arată o stea cu 6 raze (fig. 50 *a*) toate orientate paralel cu feţele (110), ($1\bar{1}0$) şi (010).

Raza îndreptată paralel cu faţa (010), adesea este mai lungă decît toate celelalte; acest fapt are o deosebită importanţă pentru că atunci cînd foii de clivaj îi lipseşte conturul geometric, prin această metodă putem să determinăm uşor orientarea feţei.

Figuri de presiune. În totul asemănătoare cu figurile de lovire sînt şi figurile de presiune. Acestea se obţin dacă, în loc să lovim cu un vîrf ascuţit, apăsăm puternic pe o faţă de cristal cu un corp cu vîrful rotunjit. Dacă pe o foaie de clivaj (001), a unui cristal de mică (fig. 50 *b*) facem o astfel de operaţie, obţinem, ca şi în cazul

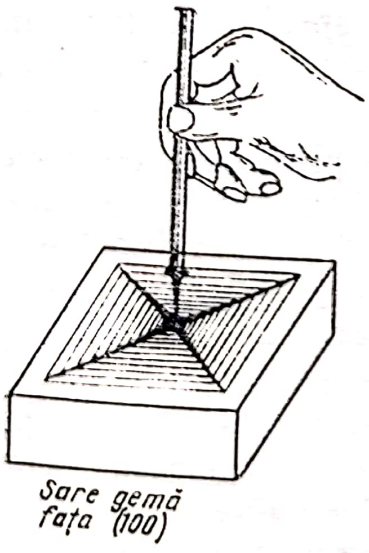


Fig. 49

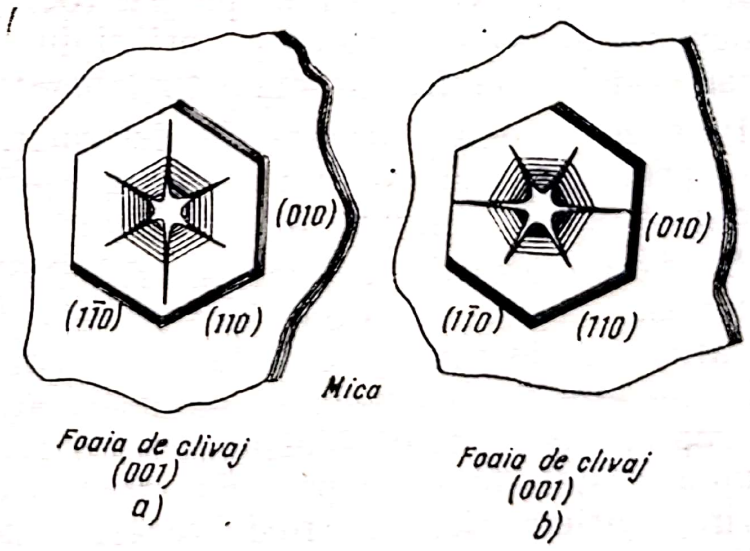


Fig. 50

precedent, o stea cu 6 raze, însă de data aceasta raza cea mai lungă este așezată perpendicular pe fața (010).

Din tot ce s-a văzut pînă acum a reieșit clar că deformațiile permanente, manifestate prin fenomene de alunecări sau de translații, pe care le suferă cristalele, nu aduc vreo vătămare în rețeaua lor cristalină. Se întîmplă însă adesea ca solicitările, la care sînt supuse cristalele în natură, să întreacă limita plasticității, sau translațiile ce se efectuează în același timp, după mai multe direcții, să aibă ca efect o schimbare sau o distrugere completă a rețelei cristaline. În asemenea cazuri, cristalul va avea tendința să-și refacă rețeaua printr-un proces de *recristalizare*. Astfel de procese se întîlnesc des în natură, în urma deformațiilor provocate de presiuni geologice. Procesul poate înlocui complet deformația mecanică, în sensul că datorită alunecărilor de plane, în locul cristalelor de dimensiuni mari cu rețele cristaline deranjate — prea mult îndoite sau prea mult maclate — pot să apară construcții de rețele omogene însă de dimensiuni mai mici.

Din punct de vedere tehnic, fenomenul se observă la o puternică prelucrare a metalelor care recristalizează, eventual la o ușoară încălzire. De asemenea, în cazuri naturale, pot avea loc recristalizări și la unele sulfuri metalice: galena, blenda, calcopirita.

În ultima vreme, pentru agregatele de metale s-au stabilit experimental relații între gradul de recristalizare (mărimea granulei), temperatură și mărimea (gradul) deformației (fig. 51), din care s-au tras unele concluzii și pentru roci, în special pentru cele dinamometamorfozate care, în principiu, se comportă la fel ca și agregatele metalice studiate în laborator.

Pînă acum ne-am ocupat de deformațiile provocate de forțe care prin acțiunile exercitate asupra corpului cristalin, nu înlăturau starea de coeziune a cristalului.

Deformații rupturale. Dacă intensitatea forțelor, exterioare crește, depășind limitele elasticității și plasticității, cu alte cuvinte învingînd forța de coeziune a cristalului, atunci cristalul este supus acțiunilor de deformații rupturale. Rezistența la ruptură a cristalului depinde de felul cum acționează forța asupra cristalului (prin presiune, tracțiune, încovoiere, torsiune, lovire, zgîriere, șlefuire, sfredelire etc.), de direcția în care este solicitat cristalul, de forma geometrică pe care se lucrează și de

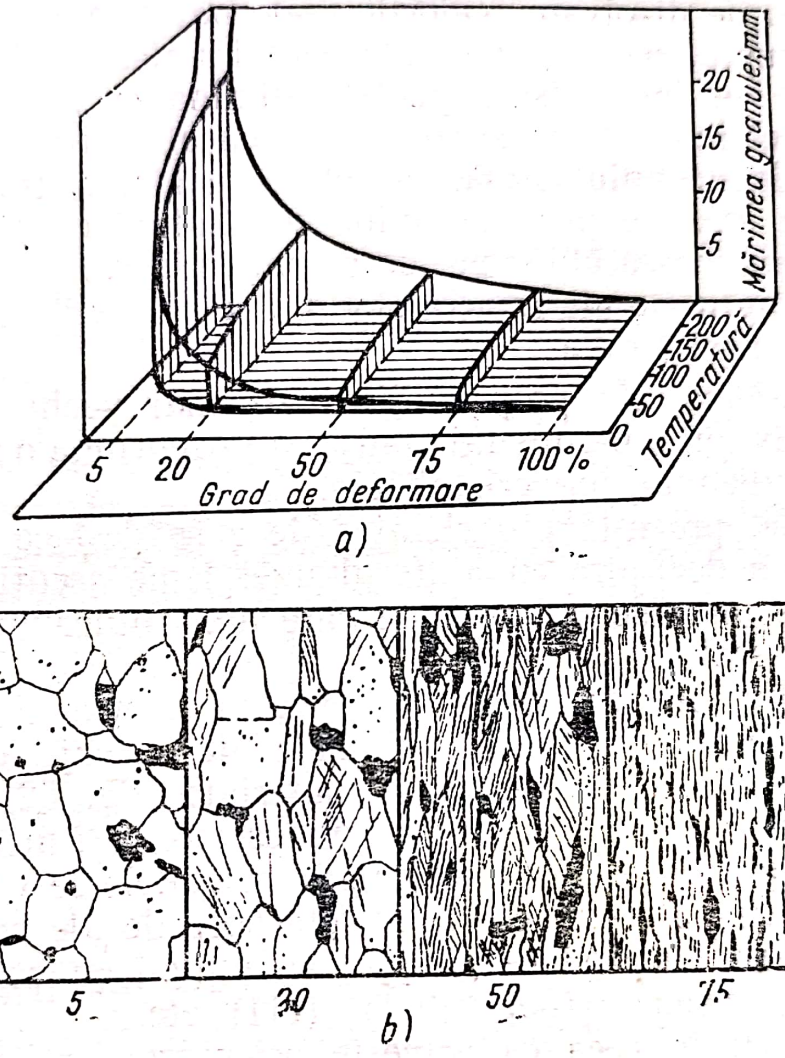


Fig. 51

mărimea secțiunii transversale asupra căreia acționează una din forțele de mai sus.

Mai interesante din punct de vedere tehnic în privința rezistenței la rupturi sînt rocile. Rezistența lor la ruptură depinde de natura și cantitatea mineralelor componente, de structură, precum și de direcția în care este tăiată roca.

În general, rezistența pe care o opune coeziunea moleculelor constituente ale corpului solid, unei forțe exterioare care caută să-i distrugă structura sa, este un caracter specific și constant al mineralelor, cu condiția ca mineralul să fie omogen.

Valorile determinate în laborator sînt condiționate de existența unor microfisuri superficiale; în cazul unui cristal pe cale-

de creștere sau de dizolvare, valorile reale pot fi mult mai mari. Astfel, de exemplu, sarea gemă poate depăși rezistența la rupere a oțelului, dacă se iau măsuri pentru eliminarea microfisurilor.

Practic caracterele rupturale, împreună cu alte cîteva caractere exterioare ca de exemplu forma, aspectul cristalelor, transparența sau opacitatea etc., se pot determina imediat și cu ușurință și servesc la determinarea chiar pe loc a unui mineral.

Caracterele rupturale ale mineralelor sînt c l i v a j u l, s p ă r t u r a și d u r i t a t e a.

Clivajul este una din proprietățile cele mai vechi cunoscute la minerale. Clivajul a permis lui Haüy, să întreprindă o adevărată analiză a fenomenului de cristalizare.

Unele cristale, prezintă proprietatea de a se desface printr-un șoc, sau printr-o dezlipire cu ajutorul unei lame ascuțite, într-o serie de lamele paralele cu un plan care are totdeauna aceeași orientare în cristal.

Structura reticulară cristalină, explică în adevăr foarte bine această importantă proprietate. Planele de clivaj, corespund planelor de cea mai mare densitate materială (fig. 52). Acestea sînt și planele în interiorul cărora coeziunea este mai mare, dar în același timp după aceste plane reticulare, cristalele se vor desface mai ușor în plane paralele, ele fiind fețe posibile ale cristalului.

Fețele după care se produce clivajul au indicii cu valorile numerice cele mai mici: (100), (011), (111) etc.

Adesea clivajul, în ceea ce privește orientarea cristalografică sau direcția, este mai curînd în legătură cu tipul sau cu natura forțelor ce se exercită între particule decît cu densitatea planelor

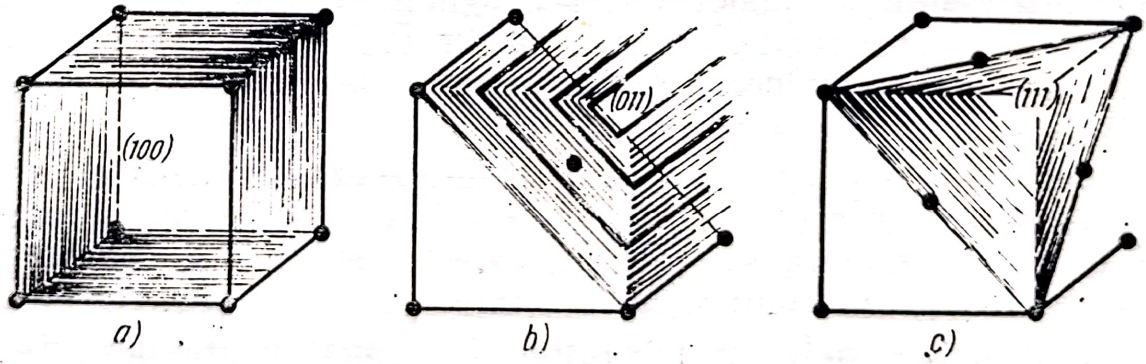


Fig. 52

reticulare. Astfel la grafit foiţele se detaşează foarte uşor după stratele care se dovedesc a fi cel mai slab legate în reţea şi cu o distanţă reticulară mai mare.

În unele cazuri coeziunea se manifestă după dreptele reticulare, astfel încît avem de-a face cu separaţii de drepte paralele, aşa cum este cazul la asbest sau amiant.

În interiorul planelor de clivaj, coeziunea avînd valori maxime, cristalele care clivează după aceste plane prezintă întotdeauna minimum de coeziune perpendicular pe feţele de clivaj.

Calitatea clivajului variază de la cristal la cristal.

C l i v a j u l p e r f e c t are loc atunci cînd desfacerea în foi se produce foarte uşor şi feţele clivate sînt perfect plane şi cu o putere foarte bună de a reflecta lumina (mică, gips). Luciul unor astfel de feţe este deci pronunţat. În cazul în care şi în interior se produc reflexii datorită altor plane mai fine de clivaj, atunci se pot naşte fenomene de interferenţă, care imprimă cristalului un luciu sidefos. Dacă nu se produc fenomene de interferenţă, feţele clivate oferă fie un luciu numit adamantin fie un luciu puternic metalic.

C l i v a j u l b u n se produce relativ uşor. În acest caz feţele clivate sînt încă plane, iar luciul este ceva mai slab ca la mineralele cu clivaj perfect şi sticlos (baritină, calcită).

C l i v a j u l n e p e r f e c t se produce mai greu. Feţele clivate nu mai sînt atît de plane, ceea ce înseamnă că planul după care clivează cristalul, este perpendicular pe o direcţie care corespunde unui maxim de coeziune puţin accentuat; feţele au un luciu gras.

Cînd un mineral posedă mai mult decît două plane de clivaj, se poate obţine din cristalele sale un solid, numit „solid de clivaj“ (un cub la galenă, un octaedru la diamant).

După poziţia feţelor, clivajul se numeşte cubic, octaedric, bazal, bazal şi prismatic, dodecaedric etc. Se poate întîmpla ca la un cristal să se găsească clivaje paralele cu feţe deosebite, care se disting însă adesea după calitatea clivajului sau a luciului oferit de faţa clivată. Practic, clivajul, fiind o caracteristică esenţială pentru fiecare specie minerală, poate servi la recunoaşterea de minerale.

Recunoaşterea poate fi făcută mai uşor, cu ajutorul microscopului, dacă cristalele sînt secţionate paralel cu o faţă, în care

Scanned with OKEN Scanner

se pot vedea urmele de clivaj după două direcții al căror unghi poate fi cu ușurință măsurat. De exemplu în secțiunea (001) se pot recunoaște la piroxeni (fig. 53) și amfiboli (fig. 54) urmele de clivaj după fețele (110) și ($1\bar{1}0$). La piroxeni unghiul este egal cu 88°, iar la amfiboli cu 124°. La feldspat clivajul poate fi observat pe fețele (100), (001), sau (010) (fig. 55) etc.

Clivajul are după cum se vede o deosebită importanță practică în determinarea mineralelor, mai ales că de această proprietate de coeziune este legată și o proprietate optică, luciul. De remarcat că printr-o singură operație mecanică distingem, pe loc și imediat, două proprietăți diferențiale ale mineralelor, cu mijloacele cele mai simple.

Cîteodată pentru a se recunoaște aspectul adevărat al mineralelor este nevoie să se înlăture prin spargere suprafața lor de obicei alterată. În felul acesta ele oferă o *spărtură* proaspătă. Aspectul spărturii, prezentînd uneori și un luciu specific, este, în aceste cazuri, un mijloc de recunoaștere ușoară și imediată a unui mineral. Astfel, la gips și aragonit spărturile au adesea un aspect fibros, pe cînd la alte minerale, cum ar fi marcasitul, spărtura

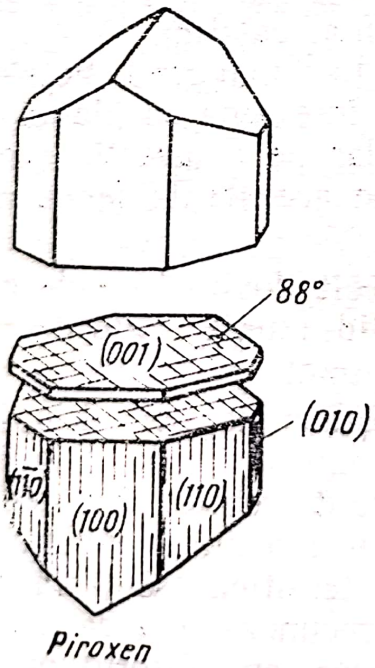


Fig. 53

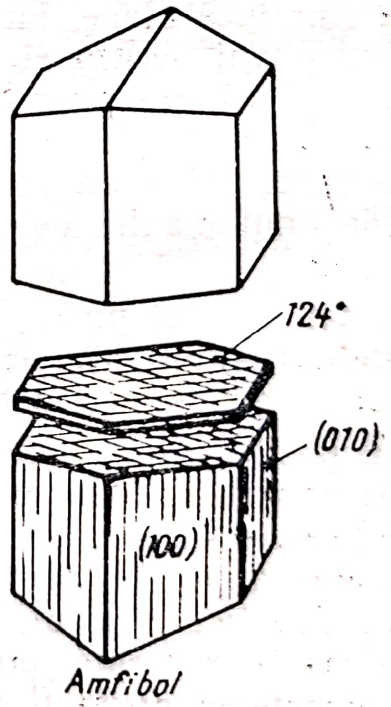


Fig. 54

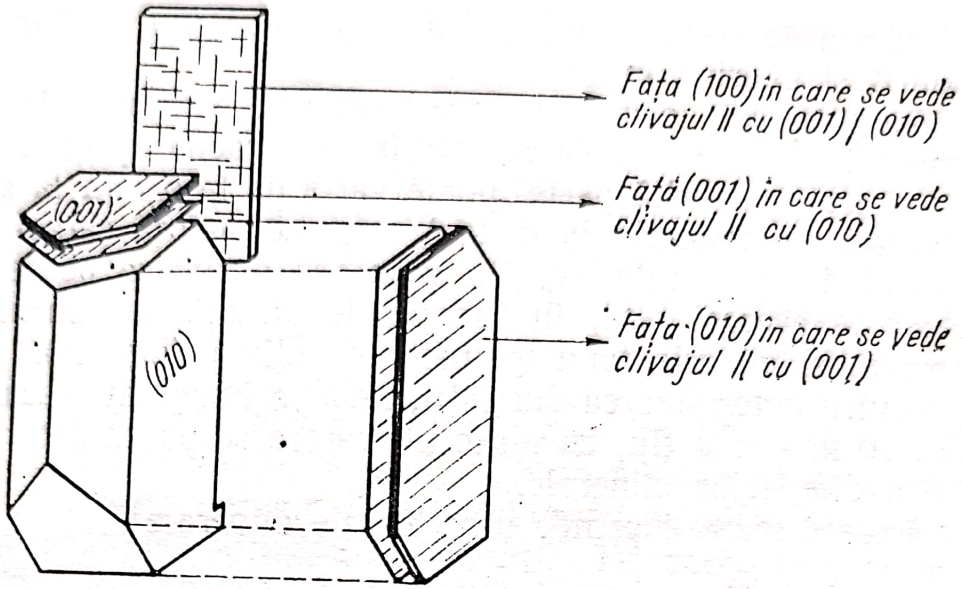


Fig. 55

este radială, concreționată cu fibre divergente. Spărtura colțuroasă este caracteristică metalelor; turmalina, jadeitul, vezuvinul etc. prezintă spărturi așchioase; cuarțul, opalul, obsidianul (o varietate amorfă de sticlă naturală) prezintă o spărtură concoidală care amintește testul unei cochilii bivalve cu striuri de creștere.

Cel de-al treilea caracter ruptural al mineralelor, *duritatea*, se poate defini ca o rezistență, pe care coeziunea moleculară a unui mineral o opune unei forțe care caută să-i distrugă rețeaua. Deci prin duritate trebuie să se înțeleagă rezistența mineralelor la zgîriere, șlefuire, sfredelire etc.

Felul cum se comportă mineralele, față de aceste acțiuni, prezintă o importanță deosebit de mare atît din punct de vedere practic, cît și din punct de vedere teoretic. De obicei, se zice că un mineral este mai dur decît un altul, dacă primul îl zgîrie pe cel de al doilea. Pe acest fapt se bazează mai multe metode de aprecierea durității la minerale. Acestea constau, fie în a utiliza o serie de minerale tip, de durități cunoscute, care să constituie astfel o scară, fie în a determina greutatea cu care un vîrf ascuțit, trebuie să apese asupra unei fețe de cristal, pentru a-l zgîria.

Se mai pot utiliza în acest scop și alte metode, ca de exemplu metoda cu abrazive, în care se determină, fie timpul necesar pentru șlefuirea unei fețe cu pulbere mai mult sau mai puțin dură, fie

Scanned with OKEN Scanner

pierderea de greutate suferită de mineral, precum și metoda sfredelirii și găuririi mineralului.

S-a remarcat de mult că duritatea este constantă la un același mineral. Prin urmare ea constituie un caracter specific al mineralelor, iar pe de altă parte, poate varia de la o față la alta a cristalului (de exemplu la disten), ceea ce denotă caracterul vectorial al durității relative. De asemenea duritatea poate să varieze chiar la aceeași față, în funcție de direcția și sensul zgîrierii, precum și de orientarea planelor de clivaj (fig. 56).

Pentru determinarea durității, Mohs a imaginat o scară formată din 10 minerale tip, cu ajutorul cărora se poate determina duritatea diferitelor minerale.

Această scară cuprinde următoarele minerale:

1. Talc } Zgîriate de unghie
2. Gips }
3. Calcit }
4. Fluorină } Zgîriate de un cuțitaș cu lama de oțel
5. Apatit }

} Zgîriate cu ușurință de oțel

6. Ortoz } Nezgîriat de oțel, nu zgîrie sticla

7. Cuarț }
8. Topaz } Zgîrie sticla. Lovite cu un ciocan de oțel scînteiază
9. Corindon }
10. Diamant }

} Ne zgîriate de oțel

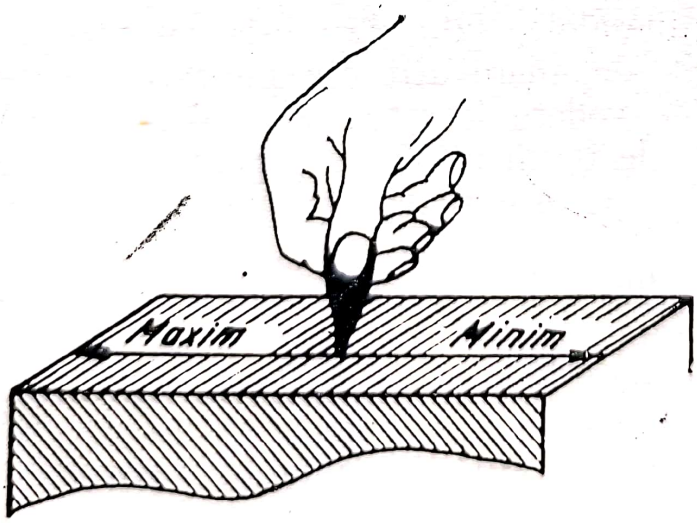


Fig 56

Practic, pentru a avea o idee asupra durității unui oarecare mineral, se încearcă să se zgîrie mineralul întîi cu unghia. Dacă încercarea nu dă nici un rezultat se încearcă cu un cuțitaș de oțel și dacă nici așa nu se zgîrie, se încearcă cu o bucată de sticlă. În eventualitatea în care este necesară obținerea unei aproximații mai bune, se încearcă să se compare mineralul cu diferitele minerale din scara lui Mohs.

În privința scării de duritate a lui Mohs, trebuie remarcat că gradația în scară nu este echivalentă. Diferența de duritate este mai mare între 8 și 9 sau 9 și 10, decît între 4 și 5.

Această neechivalență apare evidentă dacă se compară scara lui Mohs cu datele obținute de Rosiwal, prin metoda cu un abraziv în care s-a luat duritatea corindonului egală cu 1 000. Scara lui Mohs nu dă valoarea absolută a durității. De aceea s-a recurs la alte metode, mai precise pentru determinatrea durității.

Seebeck a măsurat duritatea unei fețe de cristal prin indicarea greutății ce apasă asupra unui vîrf de oțel sau de diamant, care zgîrie fața unui cristal aflat în mișcare sub acțiunea unei contragreutăți. Pe acest principiu se bazează aparatele numite sclerometre.

Aparatele servesc la determinarea mai exactă a durității. Valorile căpătate pot fi reprezentate prin vectori. Unind capetele vectorilor care au aceeași origine, se capătă curbele de egală duritate. Aceste curbe permit să se exprime diferențele de duritate, observate pe diferite direcții în cristale. De exemplu pe fața de bază (001) a unui cristal ortorombic de baritină se întîlnesc patru minime corespunzînd direcțiilor duse prin centrul feței (001), paralele cu fețele (110) și ($1\bar{1}0$) care în realitate sînt fețele după care se produce clivajul. Se mai găsesc de asemenea și patru maxime care corespund diagonalelor feței, adică axelor $x\bar{x}$ și $y\bar{y}$. La fluorină apare o curbă asemănătoare, însă după alte direcții.

Cealaltă metodă, constînd în folosirea abrazivelor (A. Rosiwal 1896), se bazează pe faptul că mineralele cu o duritate mai mare, fiind mai rezistente, se șlefuiesc mai greu și mai încet, pe cînd cele cu o duritate mai mică, se șlefuiesc mai ușor. Abrazivele întrebuințate sînt: diamantul (C) $d = 10$, carborundumul (SiC) cu o duritate foarte apropiată de a diamantului și corindonul $d = 9$ (sub forma unei varietăți impure feruginoase, numită emeri).

Scanned with OKEN Scanner

Uzura mineralului, rezultată în urma operației de șlefuire, este dată de diferența de greutate a mineralului, înainte și după șlefuire. Se calculează apoi volumul pierdut din diferența de greutate. Inversul volumului pierdut, reprezintă duritatea relativă. Datele căpătate nu se referă la direcții ci după cum se vede la fețe întregi.

Pe baza acestei metode și luînd ca etalon duritatea corindonului * egală cu 1 000, Rosiwal a dat următoarea scară de durități relative:

1. Talc $= \frac{1}{33} = 0{,}33$
2. Gips $= \frac{5}{4} = 1{,}25$
3. Calcit $= \frac{9}{2} = 4{,}5$
4. Fluorină = 5
5. Apatit = 6,5
6. Ortoz = 37
7. Cuarț = 120
8. Topaz = 175
9. Corindon = 1 000
10. Diamant = 100 000

Valorile acestei scări de durități relative, nu sînt constante, ci variază în funcție de presiune, viteză de frecare, timp, suprafața feței etc. Se remarcă de asemenea, că între gradele 3—4 și 4—5 valorile sînt foarte apropiate în timp ce pentru gradele 6 pînă la 10 și în special între 9 și 10, valorile diferă foarte mult (vezi pentru comparație scara Mohs bazată pe zgîriere).

În sfîrșit metodele prin sfredelire sau prin găurire constau în determinarea numărului de rotații care se fac cu un sfredel, atunci cînd se găuresc pînă la o adîncime egală diferitele fețe ale unui mineral, sau diferitele minerale. Vîrful sfredelului trebuie să fie foarte dur. Duritatea la sfredelit a mineralului, ca și duritatea la șlefuit, dă indicații privitoare la fețele unui cristal, nu la diferitele direcții ale aceleiași fețe.

În afară de aceste metode mai sînt și altele, ca de exemplu metoda prin imprimare. În această metodă se întrebuințează niște aparate speciale numite durimetre, care sînt prevăzute cu cîte un dinte de diamant în formă de piramidă tetragonală ce se aplică pe suprafața lustruită a unui mineral. În afară de

* Ca etalon poate fi luat și cuarțul căruia în acest caz i se atribuie duritatea 100.

aceasta, aparatele mai sînt prevăzute și cu un microscop pentru observații precise. Dintele, prin apăsare pe suprafața mineralului, face o mică adîncitură ale cărei dimensiuni se găsesc într-un raport invers proporțional cu duritatea.

În cele mai moderne cercetări de determinare a durității minerale lor au început să se folosească, din ce în ce mai mult, ultrasunetele. Mai mult chiar, s-a constatat că duritatea cristalelor poate fi redusă cu cca 35% prin iradieri ultrasonore. Avîndu-se în vedere acest lucru, s-au construit „dălți ultrasonice" care servesc în special la modelare pe suprafețele obiectelor de ceramică.

Pentru determinarea durității se întrebuințează un aparat care constă dintr-o sursă ultrasonică puternică, care transmite vibrațiile unui cornet special construit. Mineralul se așază pe un suport în legătură cu cornetul. Cunoscîndu-se apoi constantele sursei, frecvența și caracterele unor etaloane care mai intervin în experimentare, se poate determina ușor duritatea mineralului.

Din cele de pînă aci rezultă că duritatea, prin aceste metode, nu poate fi determinată în valoarea ei absolută, de altfel nici o definiție a durității, din punct de vedere teoretic, nu s-a dat încă pînă în prezent. Se știe totuși, că structura cristalului (numărul de coordinare, felul legăturilor, sau distanța dintre ioni sau atomi etc.) influențează duritatea în mod decisiv în sensul că ea scade pe măsură ce crește raza anionului și că ea crește într-o serie izomorfă, o dată cu creșterea încărcării ionice. Duritatea este de asemenea în strînsă legătură și cu unele constante fizice, ca de exemplu cu solubilitatea sau cu punctul de topire.

Practic, duritatea permite să se distingă mineralele cu aspect asemănător, ca de exemplu calcopirita cu $d = 3{,}5—4$, față de pirită cu $d = 6—6{,}5$, la fel berilul cu $d = 8$, față de apatită cu $d = 5$, apoi corindonul cu $d = 9$, față de spinel cu $d = 8$ sau față de granat cu $d = 7$.

Pe această proprietate se bazează atacarea mecanică a suprafețelor (ștergerea luciului sticlei, gravuri etc.), prepararea suprafețelor poleite ale mineralelor, metalelor sau aliajelor, în scopul unui studiu prin reflexie la microscop.

Cunoașterea durității prezintă interes în alegerea pietrelor de construcție și, mai ales, în alegerea instrumentelor de foraje.

Scanned with OKEN Scanner

Este de asemenea cazul să menționăm tot aici, că procesul de alterație naturală (pe cale fizică) se face mai greu simțit asupra mineralelor cu o duritate mai mare. Ele rezistă mult mai bine în procesele naturale de transport și sfărîmare.

Proprietăți optice

Proprietățile optice ale mineralelor, sînt cele mai importante, dintre toate proprietățile fizice, pentru studiile mineralogice și petrografice. Fiecare specie minerală își are constantele sale optice caracteristice și ușor de determinat. Aceste constante, o dată determinate, servesc la recunoașterea sau identificarea mineralelor cu mare ușurință.

Proprietățile optice ale mineralelor pot fi determinate pe cale macroscopică, adică direct cu ochiul sau cu lupa (de aceea ele se mai numesc și aparente sau de suprafață), sau pe cale microscopică, adică cu ajutorul microscopului, mai ales atunci cînd cristalele sînt prea mici. Pentru determinarea proprietăților optice la astfel de cristale este nevoie să se facă secțiuni foarte subțiri, în așa fel încît acestea să devină transparente și să poată fi studiate la microscop.

Proprietățile optice macroscopice (aparente sau de suprafață) sînt: culoarea, urma, luciul, transparența și luminescența.

Culoarea mineralelor este rezultatul efectului de absorbție a luminii, efect în strînsă legătură cu componentele rețelei cristaline (atomi sau ioni). Culoarea poate fi influențată de asemenea și de felul cum sînt legați atomii în moleculele mineralului. Asemenea minerale au o culoare proprie sau idiocromatică.

Culoarea mineralului poate fi influențată puternic, sau chiar hotărîtă de prezența unor foarte mici cantități de materie străină (incluziuni), înglobate în corpul mineralului și răspîndite uniform în masa lui. În acest caz, culoarea datorindu-se incluziunilor, mineralul are o culoare allocromatică.

Culoarea proprie sau culoarea idiocromatică a unui mineral se datorește faptului că absorbția luminii este selectivă (unele radiații sînt absorbite parțial, sau chiar total, în timp ce altele trec prin cristal fără să-și micșoreze intensitatea). Ea depinde de

componența moleculei sau chiar de un anumit fel de atom (de exemplu: Fe bivalent sau trivalent).

Unele cristale prezintă o deosebită permeabilitate pentru radiațiile cu lungimi de undă situate în afara intervalului spectral luminos (de exemplu, sarea gemă pentru radiațiile infraroșii, cuarțul și fluorina pentru radiațiile ultraviolete etc.).

La mineralele care se prezintă sub formă de amestecuri izomorfe, culoarea depinde de raportul cantitativ dintre substanțele amestecate.

Culoarea allocromatică poate fi datorită unor incluziuni de substanță străină care pigmentează foarte fin masa cristalului, numite cromofori, și care au pătruns în cristal în perioada formării acestuia. În asemenea cazuri, natura pigmentului se recunoaște foarte greu, deoarece puterea de absorbție este influențată destul de mult chiar în cazul existenței unei cantități infime de pigment. Allocromatismul poate proveni și din cauza prezenței unor incluziuni de dimensiuni ceva mai mari. În alte cazuri, allocromatismul poate fi provocat pe cale artificială. Impuritățile influențează adesea cea mai mare parte a mineralelor incolore, încît chiar cele care în stare naturală ar trebui să fie incolore, se prezintă totuși cu o oarecare colorație. Astfel, oxizii de aluminiu, cuarțul, fluorina, diamantul în stare pură, sînt perfect incolori. Însă în natură oxizii de aluminiu se găsesc în general colorați, datorită prezenței impurităților de oxizi de crom sau de fier; cuarțul este adesea colorat în violet (ametist), în roz, în galben sau în roșu; fluorina de multe ori prezintă o întreagă gamă de culori: galben, verde, violet, albastru; diamantul este colorat ușor în galben sau albastru, verde sau roșu (diamantul artificial este de obicei negru).

S-au emis foarte multe ipoteze pentru a se explica cauza colorației care apare, cîteodată, foarte diferită pentru același mineral. Cea mai probabilă este însă ipoteza care consideră că toate substanțele pot fi factori coloranți, cu condiția ca să se prezinte sub o stare de suficientă dispersie.

Variația culorii se poate datora și sursei luminoase utilizate pentru examinarea mineralului.

Culoarea mineralelor, în special cea allocromatică, poate fi schimbată prin tratamente termice sau sub acțiunea unor radiații cu lungimi de undă scurte (radiații X).

Scanned with OKEN Scanner

Observarea culorii se poate face cel mai bine în lumina solară (albă) de intensitate mijlocie, deoarece un exces de lumină jenează sensibilitatea retinei.

Practic, pentru a vedea dacă un mineral are o coloraţie idiocromatică sau allocromatică, o cantitate oarecare din el se aduce în stare de pulbere. Dacă pulberea se menţine colorată, mineralul este colorat idiocromatic, iar dacă pulberea este necolorată, mineralul e colorat allocromatic.

Mineralele incolore, extrem de fin sfărîmate, dau o pulbere albă, ca și mineralele cu coloraţii allocromatice (a căror pulbere este cel puţin, mai deschisă la culoare decît culoarea mineralului însuși). Mineralele puternic colorate, cu culori idiocromatice, dau o foarte fină pulbere colorată caracteristic. Culoarea acestei pulberi, extrem de fine, se numește culoarea de urmă sau, mai simplu, *urmă*. Ea poate fi obţinută într-un mod foarte expeditiv, dacă se freacă ușor mineralul, cu un colţ, de o placă poroasă de porţelan. Culoarea urmei este un mijloc important de recunoaștere a mineralului și, în multe cazuri, aceasta este mai caracteristică decît chiar însăși culoarea mineralului, de care poate să difere. În general, culoarea urmei este mai deschisă decît culoarea mineralului; numai la mineralele metalice ea este, de obicei, mai închisă.

Cărbunii se pot diferenţia prin culoarea urmei lăsate pe o aceeași placă de porţelan poros: antracitul lasă urmă gri, huila o urmă neagră-brună, iar lignitul o urmă brună.

Multe minerale lasă urme și pe hîrtie, sau murdăresc degetele; de exemplu, grafitul lasă pe hîrtie o urmă gri, molibdenitul o urmă verzuie, pe cînd piroluzitul murdărește degetele, lăsînd pe ele o pulbere foarte fină gri-negricioasă.

Luciul este o caracteristică calitativă a unei suprafeţe de cristal. Această caracteristică este condiţionată de fenomenele care însoţesc reflexia luminii pe faţa cristalului (fig. 57) și se apreciază de obicei printr-o senzaţie optică specifică. El depinde de tipul reţelei cristaline, precum și de o serie de factori dintre care menţionăm: unghiul de incidenţă al fasciculului de radiaţii, intensitatea luminii incidente (la lumină prea slabă sau prea puternică, ochiul nu percepe normal), gradul de lustruire al suprafeţei mi-

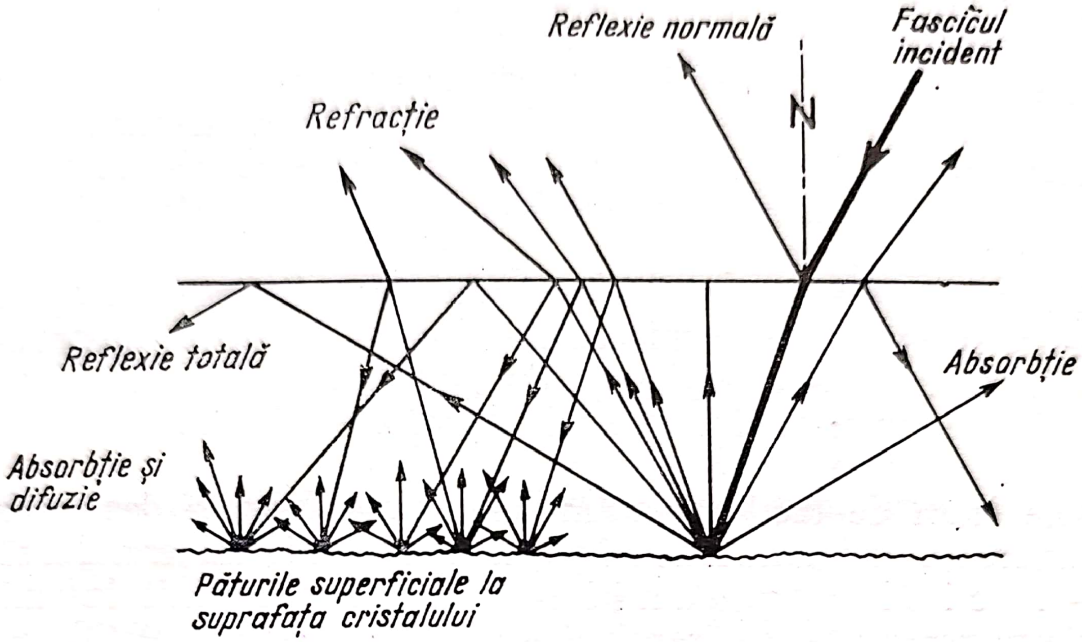


Fig. 57

neralului, indicele de refracţie al mineralului, puterea de absorbţie a mineralului etc.

Între intensitatea I_n a fasciculului reflectat (pentru o incidenţă normală) indicele de refracţie n al mineralului şi puterea lui de absorbţie k există relaţia

$$\frac{I_n}{I_o} = \frac{n^2(1+k)^2 + 1 - 2n}{n^2(1+k)^2 + 1 + 2n},$$

în care:

I_0 este intensitatea luminii incidente (normal pe faţa cristalului).

La mineralele transparente, indicele de absorbţie k fiind egal cu zero sau aproape zero, relaţia de mai sus devine

$$\frac{I_n}{I_o} = \frac{(n-1)^2}{(n+1)^2},$$

ceea ce înseamnă că intensitatea fasciculului reflectat I_n, sub incidenţă normală, depinde numai de indicele de refracţie şi creşte cu n. La mineralele semimetalice, indicele de absorbţie k,

avînd valori mici, nu influențează prea mult intensitatea I_n a fasciculului reflectat, ceea ce înseamnă că mineralele semimetalice se comportă în lumina reflectată aproape ca și mineralele transparente. La mineralale opace, intensitatea fasciculului reflectat depinde și de k și de n. Reflexia este cu atît mai bună, deci luciul mai puternic, cu cît fața care reflectă este mai lipsită de asperități și mai plană.

Din punct de vedere al felului luciului, se distinge luciul metalic care se întîlnește la mineralele al căror indice de absorbție k este foarte mare (aur, argint, pirită, galenă, mispikel etc.). Această proprietate implică în general opacitate și deci intensitate mare de reflexie.

Alte feluri de lucii prezentate sub diferite forme și depinzînd de transparența mai mult sau mai puțin pronunțată a mineralului sînt:

— luciul adamantin (diamantin) întîlnit la mineralele transparente sau translucide (diamant, ceruzit $PbCO_3$ etc.), cu indice de refracție mare (1,9—2,6),

— luciul sticlos întîlnit la mineralele cu un indice de refracție mai mic (1,3—1,9), comparabil cu luciul unui geam (cuarț, feldspat, muscovit etc.),

— luciul mătăsos (satinat), la mineralele aflate sub formă de agregate fine, fibroase (gips fibros, asbest, aragonit etc.),

— luciul gras sau rășinos caracteristic mineralelor cu spărtură concoidală, cu fețe mate și cu asperități (cuarț, nefelin, opal comun, calcedonie etc.),

— luciul sidefos (perlos) la mineralele cu un clivaj bun.

Diferitele culori legate de acest luciu (irizațiile) sînt o consecință a fenomenelor de interferență, datorită reflexiei pe fețele de clivaj interioare, sau pe eventualele pături de aer existente între diferitele plane ale mineralului [gips-fața (010), mică-fața (001) etc.].

Luciul variază după diferitele fețe ale aceluiași cristal, dar aceleași fețe au totdeauna același luciu. Se întîlnesc însă și minerale lipsite de orice luciu — mate — cum ar fi caolinitul.

Transparența. Diferitele tipuri de minerale nu sînt străbătute de lumină în aceeași măsură. Dacă un fascicul de radiații luminoase cade pe un cristal, atunci el poate suferi concomitent, fenomene de reflexie, absorbție și transmisie. În acest caz, o

parte a fasciculului va fi reflectată de suprafața cristalului, o altă parte va pătrunde în cristal și va fi parțial sau total absorbită și în sfîrșit o a treia parte este lăsată să străbată cristalul.

Între partea reflectată (r), partea absorbită de cristal (a) și partea transmisă prin cristal (t) există relația $r + a + t = 1$.

Dacă în această relație $a = 0$, cristalul este transparent, iar dacă a este mare, cristalul e opac.

În secțiuni subțiri, multe minerale opace pot să apară transparente, pe cînd altele, chiar în secțiuni subțiri, rămîn complet opace.

Dacă se întîmplă ca reflexia sau absorbția să fie selective, adică să depindă de lungimea de undă λ în mod simțitor, atunci lumina reflectată sau transmisă este colorată, deci și corpul apare colorat. Dacă lumina trece printr-un mineral dar prin împrăștiere pierde atîta din intensitatea ei, încît un obiect așezat în spatele mineralului nu mai poate fi recunoscut, mineralul se numește translucid.

Luminescența. La unele cristale, lumina absorbită de acestea poate da naștere la fenomene de emisie luminoasă de un fel deosebit, numite fenomene de luminescență sau lumină rece, care au început să capete în ultima vreme o importanță practică și teoretică din ce în ce mai mare. Energia luminoasă, absorbită de mineralele colorate și în măsură mai mică de cele incolore și transparente este transformată, în general, în radiații calorice cu lungimi de undă mai mari, situate în afara spectrului vizibil (fig. 58). Analog, radiațiile cu lungimi de undă mici, situate de asemenea în afara domeniului vizibil al spectrului, dar în partea opusă celor dinainte (radiații ultraviolete), sînt transformate în radiații cu lungimi de undă mai mari ajungînd în domeniul vizibil (între 4 000 Å, violetul îndepărtat și 8 000 Å, roșu îndepărtat).

Acest grup de fenomene — denumite cu termenul general de luminescență — se datoresc, de obicei, unor imperfecțiuni ale rețelei cristaline, legate de prezența unor ioni străini în rețea și poate fi observat mai ales la cristale mixte, în anumite condiții.

Fenomenele sînt provocate, fie supunînd cristalele unor radiații de energie, asemănătoare cu energia luminoasă (fotoluminescență sau radioluminescență), fie unor procese termice (termoluminescență), unor procese de fricțiune sau zdrobire (triboluminescență),

Scanned with OKEN Scanner

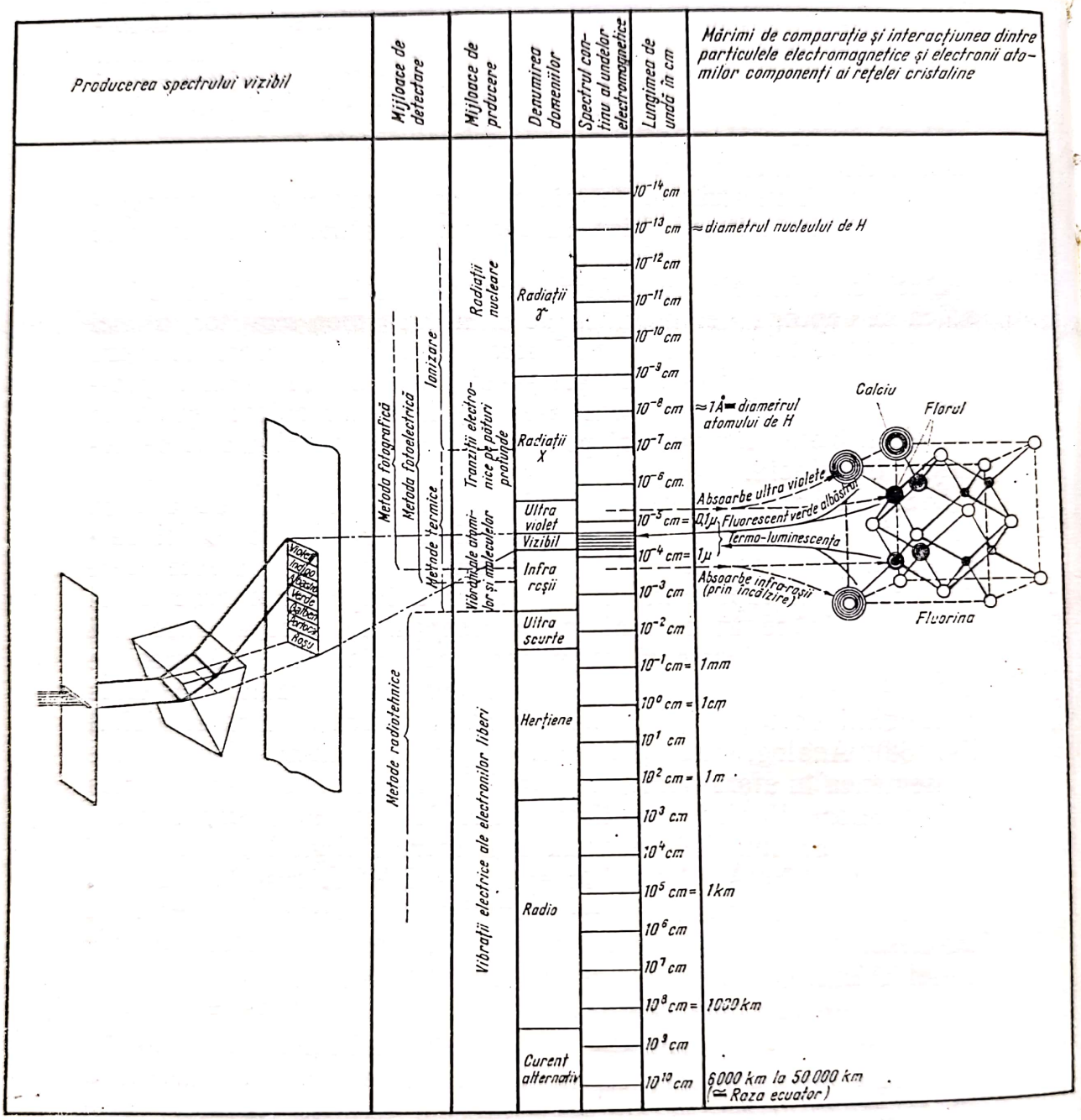

Producerea spectrului vizibil
Mijloace de detectare
Mijloace de producere
Denumirea domeniilor
Spectrul continuu al undelor electromagnetice
Lungimea de undă în cm
Mărimi de comparație și interacțiunea dintre particulele electromagnetice și electronii atomilor componenți ai rețelei cristaline
Violet
Indigo
Albastru
Verde
Galben
Portocaliu
Roșu
Metoda fotografică
Metoda fotoelectrică
Metode termice
Ionizare
Metode radiotehnice
Radiații nucleare
Tranziții electronice pe pături profunde
Vibrațiile atomilor și moleculelor
Vibrații electrice ale electronilor liberi
Radiații γ
Radiații X
Ultra violet
Vizibil
Infra roșii
Ultra scurte
Hertziene
Radio
Curent alternativ
10^-14 cm
10^-13 cm
≈ diametrul nucleului de H
10^-12 cm
10^-11 cm
10^-10 cm
10^-9 cm
10^-8 cm
≈ 1Å = diametrul atomului de H
10^-7 cm
10^-6 cm.
10^-5 cm = 0,1μ
10^-4 cm = 1μ
10^-3 cm
10^-2 cm
10^-1 cm = 1 mm
10^0 cm = 1 cm
10^1 cm
10^2 cm = 1 m
10^3 cm
10^4 cm
10^5 cm = 1 km
10^6 cm
10^7 cm
10^8 cm = 1000 km
10^9 cm
10^10 cm
6000 km la 50 000 km
(≃ Raza ecuator)
Calciu
Florul
Fluorina
Absoarbe ultra violete
Fluorescent verde albăstrui
Termo-luminescența
Absoarbe infra-roșii (prin încălzire)

Fig. 58

sau la descărcări electrice (electroluminescență), fie, în sfîrșit, datorită fenomenelor de cristalizare (cristaloluminescență).

Fotoluminescența poate fi de două feluri și anume:

Fluorescența. În cazul acesta fenomenul luminos apare și durează practic atît timp cît ține și cauza care l-a provocat (dispare o dată cu această cauză). Durata emisiei depinde numai de probabilitatea tranzițiilor spontane energetice din atom sau din molecula emițătoare, acestea durînd în general 10^{-7} — 10^{-9}s.

Fosforescența. Fenomenul luminos apare și urmează cauzei care l-a provocat continuîndu-se apoi într-un timp mai mult sau mai puțin îndelungat și după încetarea acesteia.

În cazul fosforescenței durata este cauzată (spre deosebire de fluorescență) de fenomene din interiorul moleculei (sau cristalului), care, în primul rînd, durează mai mult și, în al doilea rînd, depind și de temperatură. Aceasta din urmă este tocmai deosebirea fundamentală dintre fluorescență și fosforescență.

În ceea ce privește fluorescența se poate spune că, la cristalele mixte, atunci cînd raportul componentelor atinge o anumită valoare, fotoluminescența atinge o intensitate maximă, care descrește, dacă această valoare nu este atinsă, sau dacă se trece cu puțin peste ea, și dispare cînd valoarea este cu mult întrecută. De exemplu, calcitul curat nu este fluorescent; amestecat însă cu carbonatul de mangan și supus unui tratament cu radiații ultraviolete, el devine fluorescent roșu-cărămiziu și atinge maximum de fluorescență cînd carbonatul de mangan se găsește în proporție de 3%. Cînd procentul de mangan crește, fenomenul devine mai slab și dispare atunci cînd acesta atinge 17%.

De obicei punctul maxim de fluorescență corespunde unui procent de cîteva zecimi, sau sutimi de componență străină sau chiar mai mic.

Exemple tipice de fluorescență întîlnim la varietățile verzi sau albastre de fluorină, care, în urma unui tratament cu radiații ultraviolete, capătă o fluorescență albastră-violetă; în aceleași condiții sarea gemă devine albastră-violetă, uranitul și chihlimbarul devin verzi etc. Deoarece fenomenul de luminescență se datorește transformării radiațiilor cu lungimi de undă scurte

în radiții cu lungimi de undă lungi *, el mai poate fi observat și atunci cînd experimentarea se face cu radiații ale căror lungimi de undă se găsesc chiar deasupra radiațiilor ultraviolete (radiații X, radiații catodice etc.).

Remarcăm de asemenea și fluorescența substanțelor minerale lichide adică a petrolului și bituminelor în general, cu aplicații practice pentru recunoașterea rocilor care le conțin.

În ceea ce privește fenomenul de fosforescență, acesta este fenomenul de luminescență care persistă mai mult timp după încetarea cauzei care l-a provocat. Astfel, aragonitul după ce a fost supus acțiunii soarelui, continuă să emită o lumină, avînd o lungime de undă mai mare decît aceea a luminii primite.

Corpurile pure nu sînt de obicei fosforescente. Ele trebuie să conțină într-o proporție oarecare o cantitate de impuritate care se numește substanță fosforogenă. Astfel, sulfura de zinc devine foarte fosforescentă dacă conține urme de cupru în raportul 1 : 500.

Practic culorile de fluorescență caracteristice pot fi utilizate cu succes la determinarea mineralelor. De exemplu, willemitul (Zn_2SiO_4 cu puțin Mn_2SiO_4), supus radiațiilor ultraviolete, devine fluorescent de un verde frumos. Sodalitul în aceleași condiții devine de asemenea verde, fluorina verde albăstruie etc.

Chemiluminescența se produce la unele substanțe în urma unui proces de putrefacție, de exemplu putrezirea lemnelor sau a unor substanțe animale.

Bioluminescența este o formă de chemiluminescență produsă de unele reacții chimice care au loc în organisme (de exemplu oxidarea fosforului). Emiterea energiei radiante, în acest caz, se face paralel cu modificarea compoziției chimice și cu micșorarea rezervei de energie internă.

Termoluminescența se întîlnește la unele minerale, care fiind supuse la încălzire, într-un mediu întunecos, devin luminoase (fluorina), însă spectrul radiației emise depinde de natura substanței (mineralului), nu de temperatură.

Triboluminescența apare cînd anumite minerale, de exemplu unele blende, sînt frecate între ele, sau cînd unele cristale, ca de exemplu zahărul, sînt supuse sfărîmării.

* Cînd radiația emisă are aceeași lungime de undă ca și radiația primită fenomenul se numește rezonanță optică.

Scanned with OKEN Scanner

Electroluminescenţa şi *catodoluminescenţa* apar în gazele rarefiate, în urma acţiunii descărcărilor electrice, sau sub influenţa razelor catodice. *Cristaloluminescenţa* se observă la unele substanţe în timpul cristalizării lor din soluţie, de exemplu acidul arsenios.

În toate aceste cazuri este vorba de o energie pusă în libertate sub formă de lumină, fie din energia proprie a substanţei (cristaloluminescenţă), fie din energia primită din exterior (în toate celelalte cazuri).

Proprietăţi optice microscopice. Pentru determinarea constantelor optice ale mineralelor pe cale microscopică este nevoie ca din cristalul de studiat, sau din agregatul de cristale, să se facă secţiuni atît de subţiri (0,02—0,03 mm), încît majoritatea acestora să devină complet transparente.

Studiul unor astfel de secţiuni subţiri se face apoi cu ajutorul unui microscop special numit microscop polarizant.

Avantajul cercetării mineralelor la microscopul polarizant constă în faptul că nu este necesar ca poliedrele cristaline să fie bine dezvoltate, studiul putîndu-se face chiar pe fragmente destul de mici şi cu orice contur; în afară de aceasta, metoda oferă un mijloc rapid şi uşor de determinare a tuturor constantelor optice (fig. 59), precum şi a unor caractere structurale şi texturale care rezultă din procesul de cristalizare.

Consideraţii în legătură cu natura luminii. Fiindcă în determinarea constantelor optice ale mineralelor este vorba de propagarea luminii în cristale, vom căuta numai să amintim principalele teorii care au căutat să dea o explicaţie comportării undelor luminoase, în interacţiunile lor cu cristalul. În acest scop s-au pus în discuţie trei teorii:

Teoria corpusculară sau ipoteza emisiunii (Newton 1669) care admite că corpurile luminoase emit radiaţii, constituite din particule materiale extrem de mici—corpuscule luminoase. Acestea pot să treacă prin corpurile transparente cu o viteză extraordinar de mare.

În ceea ce priveşte concluziile ce rezultă din această teorie în interacţiunea cu cristalul, ea nu poate explica fenomenul de refracţie în concordanţă cu rezultatele experimentale (mărimea vitezei luminii în vid, ar trebui să fie minimă). Este im-

Scanned with OKEN Scanner

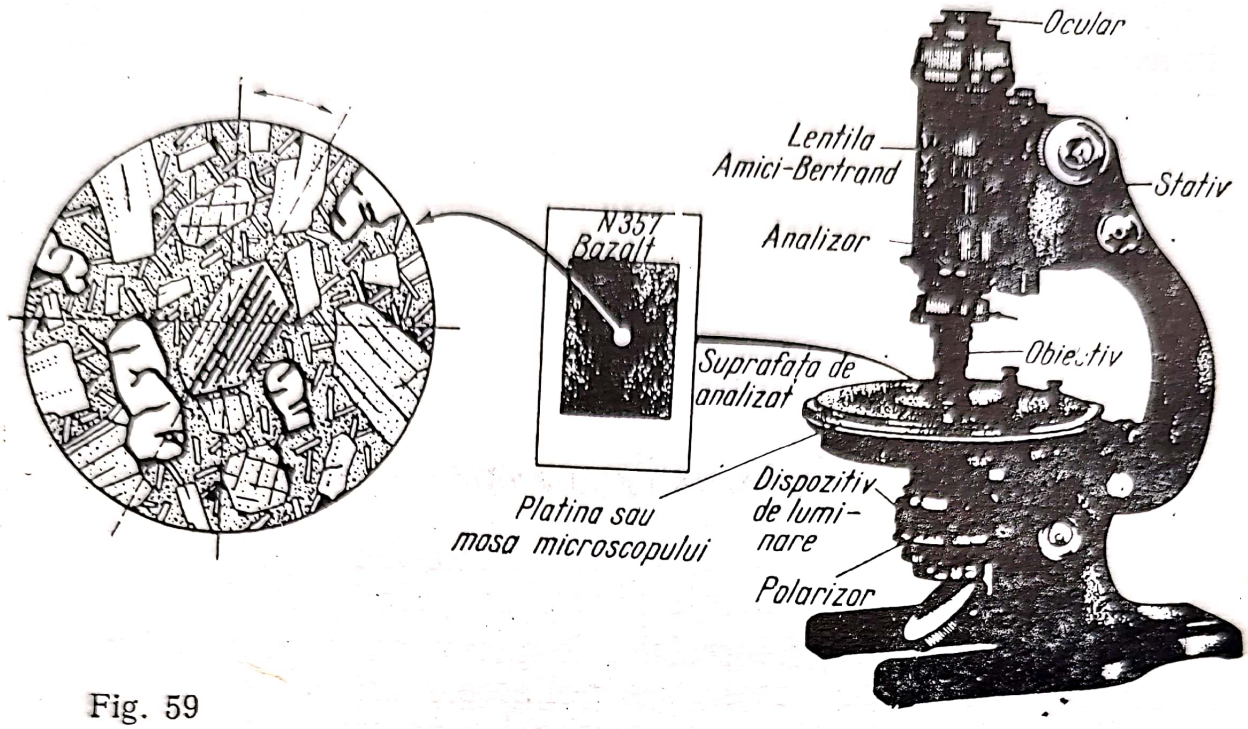


Fig. 59

portant de relevat faptul că, cu această ocazie, Newton a descoperit semnificaţia fizică a indicelui de refracţie $n = \frac{v_2}{v_1} > 1$.

De asemenea, nu poate explica satisfăcător, nici fenomenele de interferenţă, difracţie şi polarizaţie.

Teoria ondulatorie (elastică) — (Huygens, 1690) — consideră propagarea luminii ca o vibraţie elastică a unui mediu lipsit de masă ce s-ar găsi interatomic şi molecular şi de asemenea în vid.

Mediul ar avea calităţi elastice şi ar fi incompresibil, ar poseda în acelaşi timp toate calităţile unui corp solid, ar fi atît de mobil şi de penetrabil încît ar umple tot spaţiul în jurul nostru, fără ca simţurile noastre să-l poată percepe.

Acestui mediu cu asemenea calităţi imponderabile, Huygens i-a dat numele de „eter". Eterul ar fi deci mediul special în care se produc vibraţii, care se propagă cu anumită viteză.

Huygens a presupus că vibraţiile ar avea loc chiar în direcţia de propagare, adică am avea de-a face cu vibraţii longitudinale.

În cadrul acestei presupuneri a lui Huygens, prin faptul că eterului trebuie să-i fie atribuite toate aceste proprietăți contradictorii, s-a văzut că fenomenul de polarizație a luminii și cel de birefringență care se produc datorită cristalelor, nu pot fi explicate. De asemenea această teorie nu stabilește nici o legătură între optică și alte fenomene fizice.

Joung (1801) și Fresnel (1817) susținînd teoria elastică, admit însă că vibrațiile eterului se propagă în mod transversal, adică au loc perpendicular pe direcția de propagare*.

În acest caz, teoria ondulatorie a luminii poate să explice fenomenele de refracție, de difracție, de interferență și de birefringență observate la cristale. Pe baza acestor constatări se interpretează apoi corect, în concordanță cu experiența, că $n = \frac{v_1}{v_2} > 1$, adică în mod invers de cum interpretase Newton.

Această teorie nu explică însă unele fenomene descoperite la finele secolului trecut și începutul secolului nostru: efectul fotoelectric, legile radiației corpului negru ș.a.

Teoria electromagnetică. Faraday (1846) a reușit să demonstreze că între fenomenele optice și cele electromagnetice există o strînsă legătură.

Weber și Kohlrausch (1856), au arătat chiar că raportul între unitatea electromagnetică a intensității curentului și cea electrostatică este de $3 \cdot 10^{10}$ cm/s, adică egal tocmai cu viteza luminii în vid.

În sfîrșit cercetările teoretice ale lui Maxwell au pus în evidență faptul că variațiile cîmpului electric și magnetic nu pot fi localizate în spațiu, ci că ele se propagă cu o viteză egală cu raportul care există între unitatea electromagnetică și cea electrostatică, adică tocmai cu viteza luminii.

Pe baza cercetărilor sale, Maxwell a formulat în 1865 concluzia generală că lumina este un fenomen electromagnetic. Prin urmare

---

* Viteza de propagare a unor unde elastice transversale, într-un corp solid cu dimensiunile finite, este dată de relația $c = \frac{N}{\rho}$, în care: N = modulul de elasticitate și ρ = densitatea. În cazul eterului, ρ trebuie să fie extrem de mic, ar N foarte mare pentru a se obține valorile necesare pentru c.

Scanned with OKEN Scanner

eterul, pe lîngă toate celelalte proprietăţi propuse de Huygens, mai are şi proprietăţi electrice şi magnetice.

După Maxwell,

$$\frac{c}{v} = \sqrt{\varepsilon\mu},$$

în care:

c este viteza luminii în vid,

v — viteza într-un mediu cu constanta dielectrică (permitivitatea) ε şi permeabilitatea μ.

Deoarece raportul $\frac{c}{v} = n$ (indicele de refracţie) urmează că

$$n = \sqrt{\varepsilon\mu}.$$

Această relaţie, valabilă pentru frecvenţe nu prea înalte, stabileşte după cum se vede, definitiv, o legătură între constantele optice, electrice şi magnetice ale materiei* (în cazul undelor luminoase există abateri de la relaţia de mai sus).

Concluzia a fost confirmată de Hertz (1885), care a arătat că oscilaţiile electrice suferă, ca şi razele luminoase, aceleaşi fenomene adică pot fi reflectate, refractate, difractate, pot să interfereze, pot să fie polarizate etc.

În anul 1900, M. Planck formulînd teoria cuantelor, pe baza ideii discontinuităţii tuturor proceselor, inclusiv cele de emisie a luminii, a pus problema interacţiunii între lumină şi substanţă, într-un fel cu totul nou, care conduce la efectele optice ale cristalului.

Dezvoltarea din ultima vreme a concepţiilor asupra naturii luminii s-a împletit, din ce în ce mai strîns, cu teoria electronică

* Din această relaţie nu reiese însă, că $n = f(\lambda)$. Acest fapt a fost arătat ceva mai tîrziu de către Lorentz prin crearea teoriei electronice care explică între altele şi fenomenul de dispersie al luminii prin dependenţa constantei dielectrice (ε), de frecvenţa cîmpului electromagnetic, adică de λ.

și cu problema structurii materiei*, pe baza mecanicii cuantice.

Teoria electromagnetică a luminii, arătînd în același timp unitatea fenomenelor luminoase și electromagnetice, a dat prin aceasta o nouă și convingătoare dovadă referitoare la strînsa legătură reciprocă a tuturor fenomenelor naturii.

Conform concepției actuale, lumina are o dublă natură, corpusculară și ondulatorie în același timp.

Pentru explicarea proprietăților optice ale cristalului, ne-am putea servi deci fie de teoria corpusculară, fie de teoria ondulatorie — electromagnetică, ambele cazuri conducînd la aceleași rezultate.

Fenomenele optice cărora le dau naștere cristalele, pot fi explicate, însă, într-un mod mai plastic prin teoria elasticității, teorie prin prisma căreia va avea loc și explicarea fenomenelor ce vor urma.

Propagarea luminii în medii izotrope și anizotrope. Efectele luminoase propagîndu-se într-un mediu omogen de jur-împrejurul unui punct, ajung după un timp oarecare în anumite puncte al căror loc geometric va constitui o suprafață sau un front de undă. Suprafața de undă este specifică pentru diferitele medii. Mediile din acest punct de vedere se pot împărți în: medii sau corpuri izotrope sau monorefringente, în care lumina se propagă cu o viteză independentă de direcție, și medii sau corpuri anizotrope sau birefringente, în care viteza luminii depinde de direcția după care se propagă.

La *mediile izotrope* suprafața de undă este locul geometric, definit prin unirea punctelor aflate la aceeași distanță de o sursă după aceeași unitate de timp și reprezintă o sferă.

În fig. 60 *a* schițăm sumar raporturile dintre elementele teoriei ondulatorii și a teoriei electromagnetice în cazul mediilor izotrope.

---

* În fenomenele care se peterc în cristale la trecerea luminii, trebuie luate în considerare, prin urmare, forțele electromagnetice. Aceste forțe se produc datorită atomilor și moleculelor cristalului, prin nucleele lor, însă mai ales prin forțele electromagnetice ale electronilor. Cristalul apare așadar ca un edificiu în care se dezvoltă cîmpuri electrice și magnetice în funcție de structura sa reticulară. Lumina căzînd pe cristal datorită undelor electromagnetice face să se producă modificări în cîmpul său electromagnetic, încît efectele optice care apar în cristale, sînt acțiuni combinate ale forțelor electromagnetice.

Scanned with OKEN Scanner

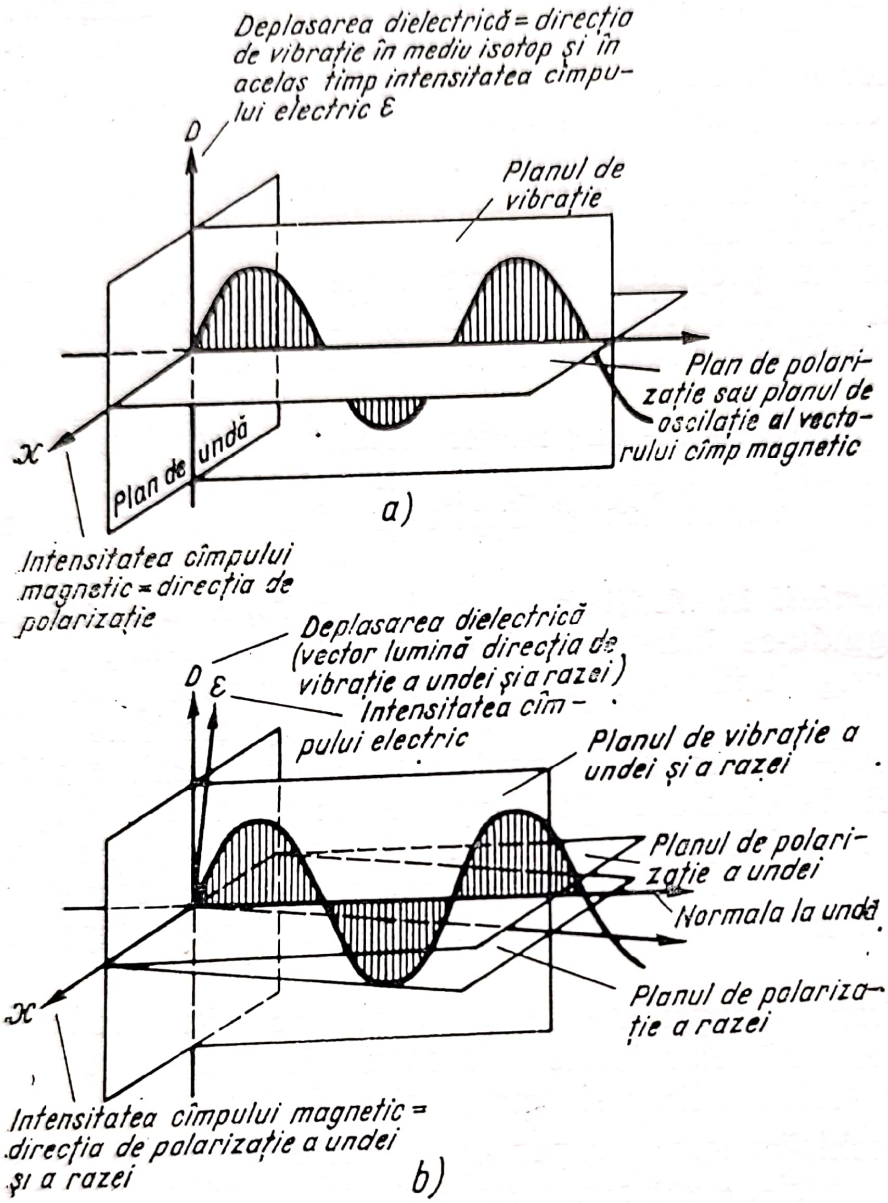


Fig. 60

În fizică se demonstrează că în acest caz constanta dielectrică ε are aceeași valoare în toate direcțiile.

Deoarece, între deplasarea dielectrică D, care este egală cu direcția de vibrație (vectorul lumină al lui Fresnel), și intensitatea cîmpului electric E, este simpla relație $D = \varepsilon E$, rezultă că cei doi vectori, D și E, au aceeași direcție și sînt în același timp perpendi-

culari pe direcția de propagare care corespunde cu direcția de vibrație.

Intensitatea cîmpului magnetic χ este perpendiculară pe planul de vibrație și corespunde, prin urmare, cu direcția de polarizare, iar direcția fluxului de energie (în cazul de față raza de lumină), este perpendiculară pe vectorii E și χ și corespunde cu direcția de propagare.

La *mediile anizotrope* razele luminoase se propagă cu viteze diferite în diversele direcții astfel încît, la sfîrșitul unui interval oarecare de timp, punctele atinse de o mișcare vibratorie nu se vor mai găsi toate la aceeași distanță de o sursă oarecare O, încît suprafața de undă este locul geometric definit prin unirea acestor puncte și care nu mai este o sferă, ci în general un „ovaloid".

Ca și în cazul mediilor izotrope schițăm în fig. 60*b*, în mod sumar, raporturile dintre elementele teoriei ondulatorii și ale teoriei electromagnetice pentru cazul mediilor anizotrope.

Contrar mediilor izotrope, aici constanta dielectrică nu mai este scalară. Ea este în acest caz variabilă cu direcția. Viteza normalei v este dată de raportul:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon}},$$

unde:

c este viteza luminii în vid și
ε — constanta dielectrică.

Raportul dintre deplasarea dielectrică D (vectorul lumină) și intensitatea cîmpului electric E apare aici mai complicat decît în cazul mediilor izotrope.

Ambii vectori într-un cristal vor coincide numai în anumite direcțiuni simetrice, însă în general vor face între ei un unghi oarecare. Intensitatea cîmpului magnetic χ este perpendiculară pe normala la undă, cît și pe E și D, corespunzînd astfel cu direcția de polarizație.

Normala la undă trece prin originea vectorilor D și E, care se găsesc prinși în același plan de vibrație. Vectorul D ocupă o poziție normală pe direcția de propagare a undei și în același timp pe χ, adică normal pe planul de polarizație a undei și a razei.

Scanned with OKEN Scanner

Direcţia fluxului de energie (raza de lumină) în acest caz, nu mai coincide cu direcţia de propagare ca în cazul mediilor izotrope.

În general, cînd izvorul luminos este situat undeva la infinit, razele luminoase sînt paralele. Raza de curbură a suprafeţei de undă tinde şi ea către infinit.

Pentru mediile izotrope, suprafaţa de undă are tendinţa să se confunde undeva la infinit, cu un plan tangent la sferă. Frontul de undă în acest caz este planul tangent. Acesta constituie unda plană a mediului izotrop, care este perpendicular pe direcţia de propagare a razei şi propagîndu-se paralel cu el însuşi, se va deplasa, ca şi raza luminoasă, cu aceeaşi viteză.

Pentru mediile anizotrope, planele tangenţiale ale suprafeţelor de undă faţă de direcţia de propagare a razelor, sînt în general oblice şi perpendiculare numai în cazuri speciale, adică numai atunci cînd direcţia de propagare a razei coincide cu un ax de simetrie a suprafeţei de undă.

De aici se deduce că, în cazul mediilor anizotrope, se disting două direcţii de propagare,—direcţia razei şi direcţia normalei—care au fiecare cîte o viteză corespunzătoare.

În cazul mediilor izotrope, viteza luminii după direcţia razei coincide cu cea după direcţia normalei deoarece, după cum s-a văzut, suprafaţa de fază egală este totdeauna perpendiculară pe direcţia de propagare a fluxului de energie. În cazul mediilor anizotrope viteza pe direcţia razei este diferită de viteza corespunzătoare normalei.

De viteza pe direcţia normalei sau de viteza de undă ne servim pentru deducţiile teoretice în aproape toate cazurile care privesc mediile anizotrope.

De asemenea, sub incidenţa normală a undelor plane se privesc toate fenomenele de propagare a luminii, atît în medii izotrope cît şi în medii anizotrope.

Corpurile (mediile) izotrope sînt substanţele amorfe (sticla), iar din substanţa cristalizată cristalele singoniei superioare (*sistemul cubic*) care au mai multe axe de simetrie de ordin superior ($3A^4 \cdot 4A^3$), toate putîndu-se comporta ca axe de revoluţie, de unde rezultă că singonia are sensibil simetria unei sfere.

Corpurile (mediile) anizotrope se pot împărţi în:

Scanned with OKEN Scanner

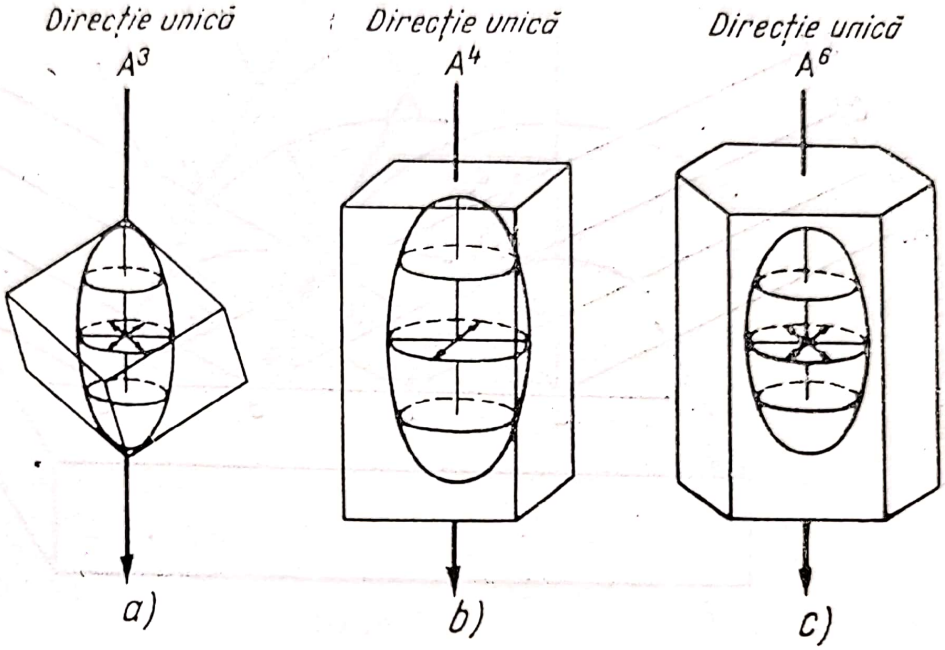


Fig. 61

Cristale uniaxe, care au o singură direcţie privilegiată (tabelele I şi II), care coincide cu direcţia unică în cristal. Acestea sînt cristalele din singonia medie: sistemul romboedric (A^3), tetragonal (A^4) şi hexagonal (A^6). (fig. 61 *a,b,c*)

Cristalele biaxe prezintă două direcţii privilegiate, dar ele nu corespund cu axele de simetrie. Aceste cristale nu au axe de simetrie de ordin superior şi aparţin singoniei inferioare; cristalizează în sistemul ortorombic sau rombic (cu $3A^2$), monoclinic (A^2) şi triclinic (fără axe şi plane de simetrie).

În cadrul anomaliilor pot exista şi excepţii.

În orice caz, mediile izotrope şi anizotrope prezintă o deosebire esenţială în ceea ce priveşte comportarea optică. Aceasta se datoreşte schimbărilor suferite de cîmpul electromagnetic al fluxului de lumină, care străbate structuri interne diferite.

Reflexia la cristale. Fasciculul de lumină incidentă la suprafaţa lucie a unui cristal, fasciculul reflectat şi normala, se află în acelaşi plan numit de „incidenţă“ iar unghiul de incidenţă i este egal cu unghiul de reflexie i' (fig. 63).

Fenomenul de reflexie se poate înţelege uşor cu ajutorul construcţiei lui Huygens (fig.62), în care se vede cum se naşte suprafaţa de undă şi frontul de undă plan în cazul unui fascicul incident $A\ B\ C\ D$ care loveşte suprafaţa de cristal Q.

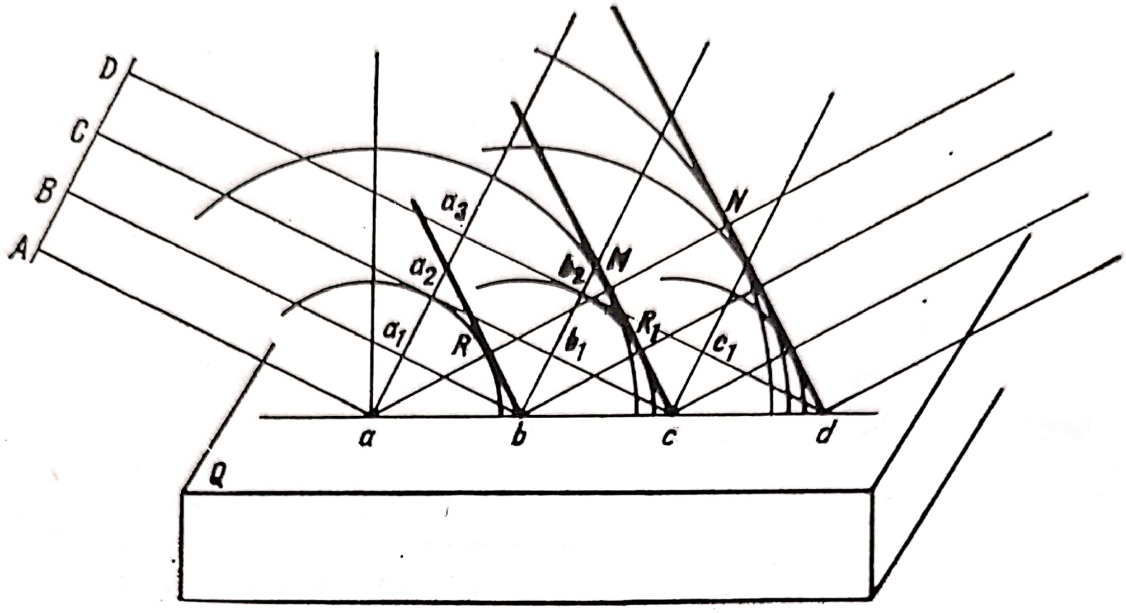


Fig. 62

Refracţia la cristale. În cazul reflexiei, s-a constatat că lumina care cade pe suprafaţa lucie a unui cristal se întoarce în mediul din care a venit. În realitate nu toată lumina se reflectă, ci numai o parte din ea, iar o altă parte trece prin cristal, unde suferă mai întîi o schimbare a vitezei cu care se propagă şi apoi o schimbare a direcţiei de propagare (formînd cu normala unghiul *r*). Acestui fenomen i s-a dat numele de refracţie.

Fenomenul de refracţie la substanţele izotrope. Substanţele izotrope, se spune că sînt şi monorefringente, fiindcă propagarea luminii în aceste medii făcîndu-se independent de direcţie (direcţia fluxului de energie), trecînd printr-unul din mediile de mai sus într-altul din aceeaşi grupă, suferă o refracţie simplă, urmînd bineînţeles legile elementare ale refracţiei. La ieşirea din acest al doilea mediu se va obţine un singur fascicul refractat.

Raportul dintre viteza de propagare a luminii în vid (c) şi viteza de propagare (v) a luminii într-un corp se numeşte indice de refracţie al acelui corp şi se notează cu litera $n = \frac{c}{v} = \sqrt{\varepsilon \mu}$.

Dacă fasciculul incident cade pe o suprafaţă care separă două medii izotrope (fig.63), atunci la trecerea în mediul al doilea el suferă o variaţie a vitezei de propagare, căreia în general îi corespunde în acelaşi timp o schimbare a direcţiei fasciculului.

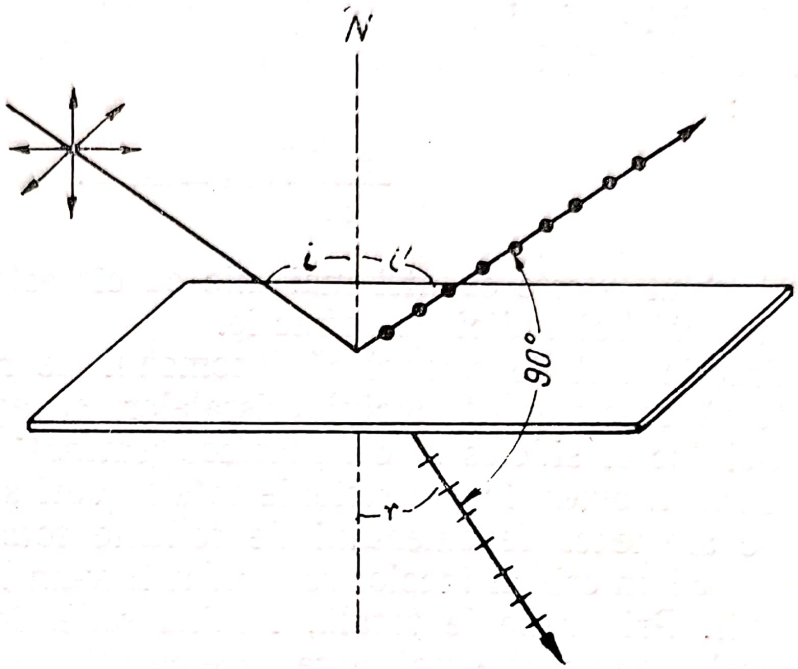


Fig. 63

În cazul refracției fasciculul incident, normala și fasciculul refractat se găsesc în același plan de incidență, iar raportul $\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{n_2}{n_1} = \frac{v_1}{v_2}$ în care n_1 și n_2 sînt indicii de refracție respectivi ai mediilor, cu viteza v_1 și cu viteza v_2.

Cînd unghiul de incidență $i = 0$, adică în cazul incidenței normale, fasciculul luminos trece în mediul al doilea după aceeași direcție.

Indicele de refracție nu este același pentru toate lungimile de undă (λ) ale luminii. De aceea, este necesar ca, pentru fiecare indice de refracție, să se arate întotdeauna și lungimea de undă a radiației luminoase.

Un mediu refringent sau optic dens, are valori mari pentru n, unghiul $r < i$ fasciculul refractat se apropie de normală și invers cînd unghiul $r > i$ fasciculul refractat se depărtează de normală. Dacă unghiul i atinge o anumită valoare, fasciculul luminos nu mai trece în mediul al doilea (fig. 57).

În acest caz se spune că avem de-a face cu un fenomen de reflexie totală.

Unghiul de incidenţă, pentru care intervine reflexia totală, se numeşte unghiul limită, el se notează cu litera φ şi rezultă din relaţia:

$$\frac{\sin 90^\circ}{\sin \varphi} = \frac{N}{n} = \frac{v_1}{v_2}.$$

Unghiul φ este cu atît mai mic cu cît este mai mare raportul dintre cei doi indici de refracţie.

Practic trebuie reţinut că fenomenul de reflexie totală influenţează foarte mult luciul cristalelor şi agregatelor cristaline. Astfel luciul sidefos şi cel mătăsos (satinat) se datoresc în mare măsură fenomenului de reflexie totală (vezi şi fig. 57).

De asemenea fenomenului de reflexie totală i se datoreşte şi faptul că un cristal incolor scufundat într-un lichid incolor devine vizibil. Prin reflexie totală, lumina reflectîndu-se în mediul cu indicele de refracţie mai mare, face cu atît mai vizibile contururile acestuia. Acest fapt se utilizează la determinarea indicelui de refracţie al unui solid transparent, prin imersia lui într-un lichid al cărui indice de refracţie poate fi variat prin amestecare cu alte lichide, pînă cînd conturul solidului cufundat în lichid nu mai poate fi deosebit nici la microscop. În acest moment indicele de refracţie al solidului este egal cu acela al lichidului şi nu rămîne decît să se determine indicele de refracţie al acestuia din urmă (principiul pe care se bazează construirea refractometrelor).

Mersul luminii în cristal poate fi redat şi în cazul refracţiei foarte bine după construcţia lui Huygens.

Fenomenul de refracţie la substanţele anizotrope. La mediile anizotrope, fenomenul de refracţie se complică. Foarte adesea, unui fascicul incident unic, îi corespund două fascicule refractate. În adevăr, dacă un fascicul de lumină vine dintr-un mediu izotrop pe suprafaţa unui mediu anizotrop, acesta pătrunzînd în mediul anizotrop se împarte în două fascicule refractate, ambele de egală intensitate luminoasă, evident mai redusă decît a fasciculului incident, şi cu direcţii de vibraţie şi de propagare diferite. Acest fenomen poartă denumirea de fenomen de dublă refracţie sau birefringenţă, iar substanţa este numită birefringentă.

Dacă lăsăm un fascicul de lumină să ajungă la faţa unui cristal de calcit (fig. 64), acesta pătrunzînd în cristal se desface în două fascicule

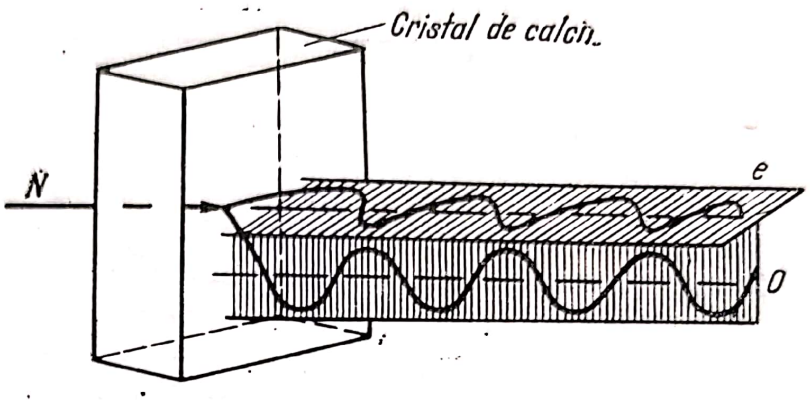


Fig. 64

refractate cu următoarele caractere: planele lor de vibrație sînt perpendiculare unul pe celălalt; fasciculele trec prin cristal cu viteze diferite; în sfîrșit, avînd și direcții diferite, unul dintre fascicule urmează legile refracției, adică se găsește în planul de incidență și satisface relația : $\frac{\sin i}{\sin r} = n$.

El va trece prin cristalul anizotrop ca și printr-un cristal izotrop. Acest fascicul este numit fascicul ordinar *o* și suprafața lui de undă este o sferă. Al doilea fascicul nu se mai supune celor două legi ale refracției cunoscute; viteza lui de propagare ca și indicele de refracție sînt în funcție de direcție. Acest fascicul este numit fascicul extraordinar *e* și suprafața lui de undă nu mai este o sferă, ci un elipsoid de revoluție. Din această cauză imaginile ce sînt privite printr-un cristal de calcit transparent (Spat de Islanda), apar dublate.

Cristale uniaxe. Cu ajutorul construcției lui Huygens se poate arăta că cele două suprafețe de undă determinate de fasciculele ordinar și extraordinar, adică sfera și elipsoidul (dubla suprafață de undă), au două puncte comune (fig.65). Aceste puncte, corespunzînd unei direcții unice, corespund în același timp și unor viteze egale a fasciculului ordinar (v_o) și a fasciculului extraordinar (v_e). După această direcție un fascicul de lumină nu se mai descompune în cele două fascicule, ordinar și extraordinar, ci ele se confundă în unul singur. Această direcție este prin urmare, într-un cristal anizotrop, o direcție de monorefringență. Ea se mai numește și axa optică a cristalului.

În toate celelalte direcții, vitezele de propagare sînt diferite pentru fasciculele ordinar și extraordinar. Pentru fasciculul ordinar

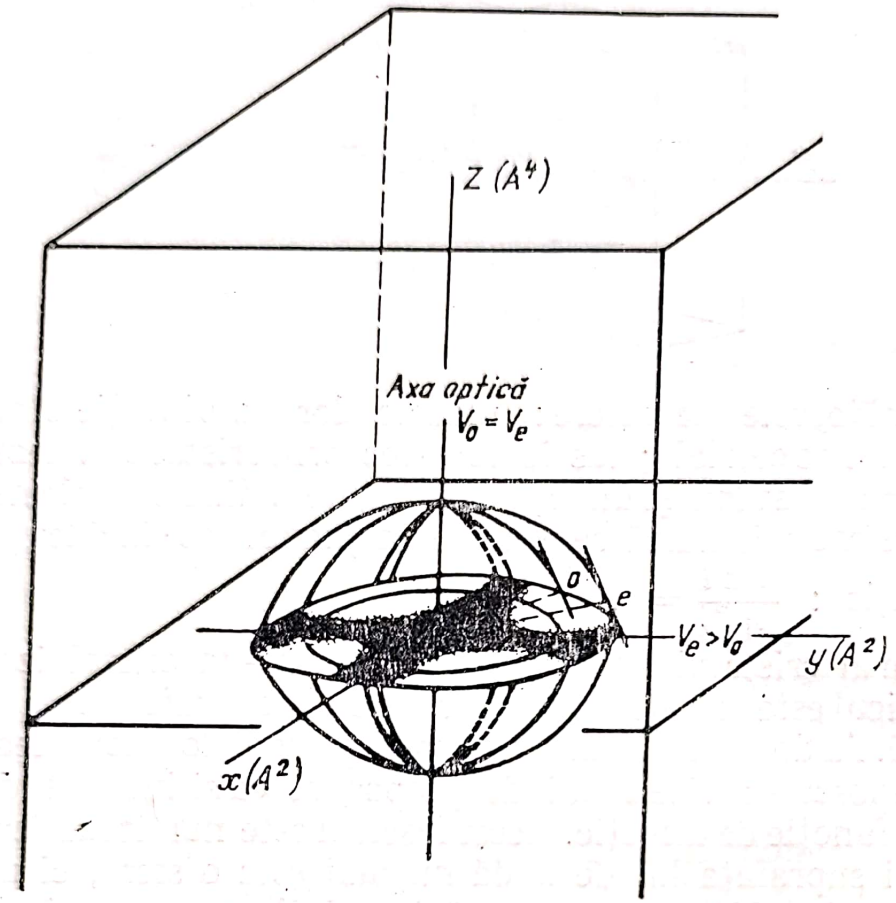


Fig. 65

viteza și indicele de refracție (n_o) sînt constante, oricare ar fi direcția, în timp ce pentru fasciculul extraordinar viteza și indicele de refracție (n_e) variază cu direcția*.

Toate cristalele anizotrope, care posedă asemenea direcție de monorefringență, se numesc cristale uniaxe.

La cristalele birefringente uniaxe, aparținînd, după cum s-a mai arătat, singoniei medii (sistemele romboedric, tetragonal și hexagonal), direcțiile de monorefringență coincid cu A^3, A^4 și A^6 (vezi tabelul I). Ele se împart, în funcție de viteza fasciculelor ordinar (v_0) sau extraordinar (v_e), determinînd astfel semnul optic al cristalelor uniaxe adică uniax optic pozitiv cînd $v_e < v_0$ sau

* Comportarea diferită a fasciculelor ordinar și extraordinar dintr-o structură cristalină se datorește orientării diferite a vectorului cîmp electric al acestor fascicule față de direcția de monorefringență (vezi fig. 65, vectorul v_o marcat cu linie plină și vectorul v_e marcat punctat).

uniax optic, negativ cînd $v_e > v_o$ (fig.65). În primul caz suprafața de undă a fasciculului ordinar (sfera) învelește suprafața de undă a fasciculului extraordinar (elipsoidul), iar în al doilea caz situația este inversă.

Brewster, studiind calcita (spatul de Islanda), a constatat că planele de simetrie ale romboedrului de calcită sînt niște plane structural legate de simetria rețelei cristaline. Ele corespund în adevăr celor trei plane de simetrie binară ($3P^2$) care trec prin axa optică (A^3) și care, în cristalografia optică, poartă numele general de secțiuni principale ale cristalului. Dacă lumina cade pe cristal în planul secțiunii principale, fasciculul extraordinar rămîne în acest plan de incidență neurmînd legile sinusului. Secțiunea principală la cristalele uniaxe este totdeauna planul format de fasciculul incident și axa lui optică. Rezultă de aici că o secțiune principală conține întotdeauna axa optică a cristalului.

Cristale biaxe. În afară de cristalele uniaxe care au o singură direcție de monorefringență, mai există o serie de alte cristale care au două direcții de monorefringență (deci două axe optice) și care se numesc cristale biaxe. Ele aparțin singoniei inferioare: sistemelor triclinic, monoclinic și ortorombic. La aceste cristale nici unul din fasciculele refractate nu se mai supune legii de refracție și în general ele părăsesc chiar planul de incidență.

La cristalele biaxe, suprafața de undă este mai complicată și are ecuația:

$$\frac{x^2}{x^2+y^2+z^2-a^2}+\frac{y^2}{x^2+y^2+z^2-b^2}+\frac{z^2}{x^2+y^2+z^2-c^2}=1.$$

Această suprafață are două pînze care se intersectează în patru puncte amplasate în patru depresiuni ale acestei duble suprafețe de undă.

Pentru corpurile care aparțin singoniei inferioare, elipsoidul optic reprezentînd suprafața de undă are trei axe neegale. Vitezele de propagare a luminii și indicii de refracție diferă deci și ei în toate direcțiile.

Să considerăm elipsoidul optic din fig. 66 ale cărui axe diferite sînt OA (axa mare), OB (axa mică) și OC (axa mijlocie); dacă o radiație luminoasă, traversează cristalul după direcția OM, perpendiculară pe planul circular VOC (hașurat în fig. 66), atunci vitezele de propagare ale luminii sînt identice în jurul lui OM. În acest

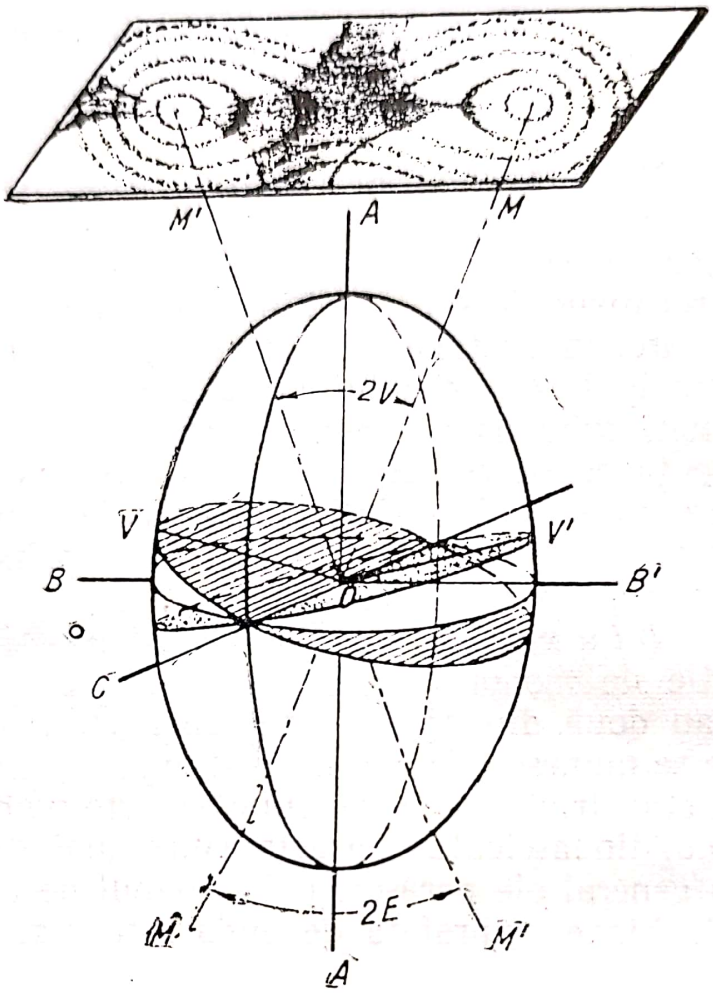


Fig. 66

caz vom avea de-a face cu o direcție de monorefringență a luminii după această direcție. Această perpendiculară, la planul *VOC*, este una din axele optice ale cristalului. Ea nu corespunde cu nici una din axele de simetrie ale cristalelor din singonia inferioară.

Axele de simetrie ale cristalelor, cînd există, coincid însă cu axele elipsoidului optic considerat (*OA*, *OB*, *OC*).

În acest elipsoid, se mai întîlnește încă un plan *V'OC* (planul umplut cu puncte din fig. 66) perpendicular pe o altă direcție *OM'*, care corespunde celei de-a doua direcții de monorefringență din cristal, adică celei de-a doua axe optice.

Poziția celor două axe optice într-un cristal variază cu radiațiile luminoase întrebuințate, fiindcă viteza de propagare și refracție depind, cum se știe, de lungimea de undă. De aici rezultă că vom avea pentru fiecare λ un nou elipsoid ca suprafață de undă.

Unghiul format de cele două axe optice în cristal se notează cu litera V ($2V$) (fig. 66) şi se poate măsura*. Acest unghi este o constantă caracteristică şi serveşte la identificarea mineralelor. Unghiul corespunzător în aer se notează cu E ($2E$, fig. 66).

Ca şi cristalele uniaxe, cristalele biaxe sînt pozitive sau negative.

Cristalul biax este pozitiv, atunci cînd axa OB este bisectoarea unghiului ascuţit format de cele două axe optice MOM', iar negativ, cînd aceeaşi axă este bisectoarea unghiului obtuz al axelor optice (fig. 66).

În orice altă direcţie în cristal, în afară deci de direcţiile axelor optice, se va observa fenomenul de birefringenţă.

Indicii de refracţie ai celor două fascicule refractate variază o dată cu direcţia fasciculului incident. Avem deci de-a face cu două fascicule pentru care se va putea determina indicele de refracţie maximă (n_g), indicele mediu (n_m) şi indicele cel mai mic (n_p). Diferenţa ($n_g - n_p$) serveşte la măsurarea birefringenţei cristalului. Amintim că birefringenţa este complet independentă de refringenţă (relieful cristalului). Diamantul este foarte refringent însă birefringenţa sa este nulă pentru că este izotrop.

*Polarizarea luminii*** În mod obişnuit, lumina se numeşte naturală atunci cînd vibraţiile sale se efectuează egal în toate direcţiile conţinute într-un plan perpendicular pe direcţia de propagare (fig. 67, planul de sticlă din stînga), adică pe direcţia perpendiculară pe suprafaţa de fază egală.

Deoarece toate fasciculele de lumină vibrează*** perpendicular pe direcţia de propagare şi sînt echivalente, se înţelege că astfel de

---

* Dacă cele două secţiuni circulare ale elipsoidului coincid, atunci ambele direcţii de monorefringenţă se contopesc şi cristalul devine uniax, iar elipsoidul constantelor dielectrice devine elipsoid de rotaţie, în general cu $OZ = A^3 \cdot A^4$ sau A^6, deci elipsoidul constantelor dielectrice se poate uşor transforma într-o sferă (izotrop).

** Lumina polarizată şi-a găsit, în ultima vreme, foarte numeroase aplicaţii atît în domeniile de cercetare ştiinţifică cît mai ales în domeniul aparaturii tehnice. Menţionăm că, pentru unele cercetări, metodele cu lumina polarizată sînt singurele care dau rezultatele cele mai sigure. Aplicaţii importante pot fi găsite în fotometrie, polarimetrie, mineralogie etc.

*** Prin vibraţia luminoasă se înţelege componenta electrică a undei electromagnetice, fiindcă aceasta este cea care impresionează ochiul, producînd senzaţii vizuale.

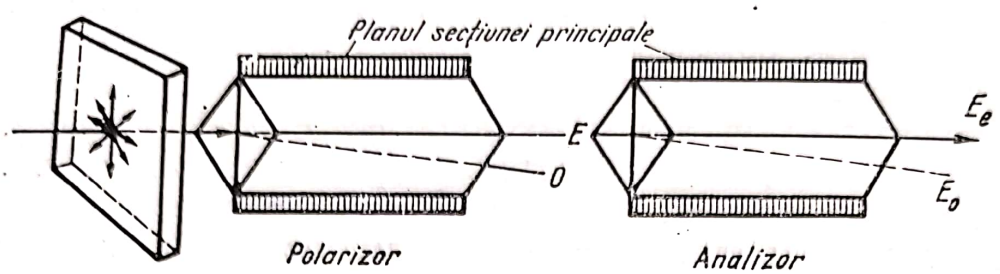


Fig. 67

mișcări ondulatorii vor putea avea loc, în general, în medii izotrope. În mediile anizotrope, direcțiile nefiind toate echivalente, se observă mișcări ondulatorii, care corespund unor vibrații luminoase numai într-o singură direcție, perpendiculară pe direcția de propagare. Planul care trece prin direcția de propagare și direcția de vibrație (planul componentei electrice a undei electromagnetice) este planul de vibrație (fig.60 *a* și *b*).

Lumina se numește, în cazul acesta, polarizată rectiliniu sau total polarizată. Ea corespunde unei radiații electromagnetice în care cîmpul electric variază oscilatoriu într-o aceeași direcție în tot lungul fasciculului de lumină și perpendicular pe direcția fasciculului.

Planul care cuprinde direcția de propagare și este perpendicular pe direcția de vibrare se numește plan de polarizație (fig. 60 *a* și *b*).

Planul de polarizație coincide cu planul de incidență în cazul reflexiei și își trage denumirea de la proprietatea luminii polarizate de a se putea reflecta de multe ori, fără slăbire accentuată, cînd reflexia are loc mereu în acest plan.

Dacă reflexiile repetate au loc în alte plane, lumina reflectată este mult mai slabă decît cea incidentă, iar în anumite cazuri se stinge total.

Trecerea luminii printr-un cristal dă naștere adesea, în afară de fenomenele cunoscute, și la acest fenomen optic care este polarizația. Polarizația luminii are ca efect modificarea simetriei razei luminoase*. Această transformare acționează, după cum s-a văzut, asupra direcției vibrațiilor și de asemenea asupra intensității luminii.

---

* Orice fenomen care nu prezintă o simetrie de revoluție este susceptibil de a produce polarizația luminii.

Lumina poate fi polarizată: prin reflexie, prin refracţie şi prin dublă refracţie.

Lumina polarizată prin reflexie. Orice fenomen de reflexie (fig. 62 şi 63) sub incidenţă diferită de cea normală, pe o suprafaţă cu luciu nemetalic, dă naştere unui fenomen de polarizaţie a fasciculului reflectat.

Polarizaţia nu este totală, decît pentru o incidenţă corespunzătoare unghiului „*i*“, dată de relaţia tg $i = n$, numită incidenţă brewsteriană.

Pentru a avea această relaţie este necesar (fig. 63) ca fasciculul reflectat să fie perpendicular pe cel refractat şi în acest caz avem:

$$i + r = 90°, \; r = 90° - i,$$

atunci relaţia $\frac{\sin i}{\sin r}$ devine $\frac{\sin i}{\sin (90° - i)} = n = \frac{\sin i}{\cos i} = \text{tg } i.$

Fasciculul refractat este parţial polarizat.

Polarizaţia prin refracţie. Se poate obţine dacă lăsăm un fascicul incident să treacă printr-un pachet gros de lame de sticlă sub incidenţă brewsteriană.

Polarizaţie prin dublă refracţie. Prin acest fenomen se obţine o lumină total polarizată. Dacă printr-un cristal de spat de Islanda facem să treacă un fascicul de lumină în planul secţiunii principale, constatăm că la ieşirea din cristal se produc cele două fascicule refractate: ordinar *o* şi extraordinar *e* (fig. 64).

Aceste fascicule au fiecare o intensitate egală cu 1/2 din intensitatea fasciculului incident şi vibrează în cîte un singur plan perpendicular unul pe celălalt (fig. 64).

Dacă, de exemplu, fasciculul extraordinar, la ieşirea din primul cristal, cade pe un al doilea spat de Islanda, în aceleaşi condiţii, se constată că se produc din nou două fascicule: unul ordinar E_o şi altul extraordinar E_e (fig. 67).

Cînd secţiunile principale ale celor două cristale sînt paralele, fasciculul extraordinar E_e are o intensitate maximă, în timp ce fasciculul ordinar E_o lip este.

Cînd secţiunile lor principale sînt perpendiculare, fenomenul se petrece invers.

Primul cristal de spat prin care trec cele două fascicule se numeşte polarizor, iar cel de-al doilea analizor (fig. 67). Fenomenul

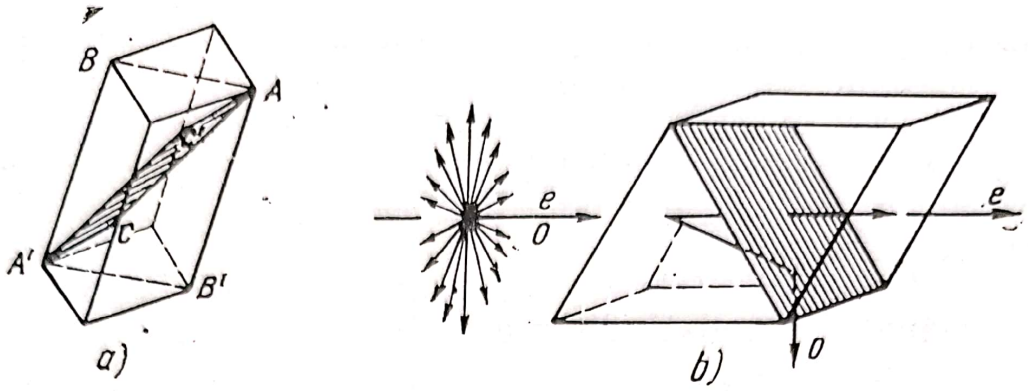


Fig. 68

se poate pune mai ușor în evidență folosind cristale care poartă denumirea de nicoli* tăiate din cristalul de spat (fig. 68 *a*) în așa fel, încît aceștia permit să se elimine, prin reflexie totală, fasciculul refractat ordinar, care în cazul de față este cel mai deviat (fig. 68 *b*).

Cristalul de calcit (fig. 68 *a*) se taie după un plan ACA'C'.

Unghiul BAA' trebuie să fie mai mare ca 80°. După aceasta se lipesc cele două părți tăiate din nou cu balsam de Canada, al cărui indice de refracție este 1,549.

Fasciculul ordinar (fig. 68 *b*), fiind total reflectat de stratul subțire de balsam de Canada, este absorbit de peretele interior negru al unei monturi metalice în care se introduce prisma de spat astfel confecționată.

În felul acesta, fasciculul extraordinar (*e*) complet polarizat, trece prin stratul de balsam și servește pentru a studia fenomenele prezentate de cristalele ce urmează să fie studiate în lumina polarizată.

Aparate polarizante. Dintre aparatele polarizante utilizate în mineralogie, cel mai des utilizat este microscopul polarizant, cîteodată pensa cu turmalină, polaroizii și foarte rar polarimetrul.

Microscopul polarizant. Acesta este un aparat optic construit după același principiu ca și microscopul obișnuit, cu dosebirea că i se adaugă un polarizor și un analizor pe traiectul fasciculului luminos (fig. 59). Polarizorul se adaugă dedesubtul mesei microscopului,

* După numele fizicianului care i-a confecționat.

iar cel de-al doilea, analizorul, se intercalează în tubul microscopului între obiectiv și ocular; masa sau platina microscopului pe care se așază secțiunea de studiat este turnantă.

Dispozitivul de luminare care se găsește sub platina turnantă a microscopului face ca lumina la ieșirea din polarizor să cadă pe secțiunea microscopică, sub forma unui fascicul paralel, sau sub forma unui fascicul convergent (dacă se introduce condensatorul).

Polarizația luminii poate să fie produsă și de pensa cu turmalină (un dispozitiv care nu se mai utilizează astăzi). Aceasta este o pensă metalică, terminată la un capăt prin două monturi circulare, (în același timp turnante) găurite și în care se așază două plăci tăiate dintr-un cristal de turmalină brună sau verde, constituind un sistem polarizor-analizor (Absorbția și coloratia celor două plăci sînt însă inconveniente în studiul mineralelor).

Pentru înlăturarea inconvenientelor pensei cu turmalină, s-a căutat să se alcătuiască plăci de dimensiuni mai mari, din substanță polarizantă — polaroizi — folosindu-se alte cristale cu aceleași însușiri. Cele mai potrivite pentru acest scop s-au dovedit a fi cristalele mici de herapatit (periodosulfat de chinină). Cristalele de herapatit au proprietăți polarizante asemănătoare cu ale turmalinei. Astăzi s-au înlocuit nicolii unor microscoape cu asemenea polaroizi, care poartă diferite denumiri.

Fenomenele optice prezentate la microscop de o lamă cristalină cu fețe paralele. Pentru aceasta este necesar să se confecționeze mai întîi secțiuni subțiri (vezi fig. 59, secțiunea cu nr. 357).

Confecționarea acestor secțiuni se face prelucrînd, cu ajutorul șmirghelului de diferite mărimi, substanța cristalină, prin frecare pe un disc al unei mașini de șlefuit. După ce secțiunii i s-a realizat o față plană, se lipește cu această față pe o lamă de sticlă cu ajutorul unei rășine speciale (balsam de Canada). Se realizează apoi în același mod a doua față paralelă cu cea lipită pe lama de sticlă. Cînd secțiunea ajunge la grosimea de 0,02 — 0,03 mm, se acoperă cu o lamelă de sticlă mai subțire lipită tot cu balsam de Canada și studiul fenomenelor optice poate fi început.

Observațiile unei lame subțiri cu microscopul polarizant pot fi făcute în lumina paralelă și în lumina convergentă.

Scanned with OKEN Scanner

În lumina paralelă pot fi efectuate observaţii cu un singur nicol (polarizorul), cînd se mai obişnuieşte să se spună (de altfel impropriu) şi studiul cristalelor în lumina naturală, sau în lumina paralelă cu nicolii încrucişaţi. În ultimul caz secţiunea prezintă un aspect cu totul diferit faţă de cel observat în lumina naturală.

În lumina convergentă observaţiile se fac cînd nicolii se găsesc cu direcţiile de vibraţie încrucişate, după ce mai întîi fasciculul de lumină converge într-un punct oarecare situat la partea inferioară a lamei de studiat.

În lumina paralelă cu un singur nicol *(polarizorul)* se poate observa aspectul pe care îl prezintă lama care, în general, este asemănător cu acela pe care îl oferă un microscop nepolarizant, însă cu o luminozitate ceva mai scăzută: minerale transparente şi netrasparente, incolore sau colorate, conturul mineralelor, absenţa sau prezenţa urmelor de clivaj, spărtura mineralelor, existenţa incluziunilor etc.

În afara de aceste simple obseraţii se mai pot determina — în asemenea condiţii — şi altele ceva mai complicate cum ar fi refringenţa mineralelor şi fenomenele de variaţie a culorii la cristalele anizotrope, acestea din urmă explicîndu-se prin variaţia absorbţiei luminii cu direcţia (pleocroismul). În ceea ce priveşte refringenţa mineralelor în secţiuni subţiri, se poate spune că evidenţierea conturului unui mineral depinde de valoarea absolută a indicelui său de refracţie. Ea este bine pusă în evidenţă prin existenţa fenomenului de reflexie totală care se produce de jur-împrejurul limitei lui de separare (faţă de alte minerale sau faţă de balsamul de Canada) şi se manifestă prin apariţia unei franje luminoase (numită franja lui Becke). Prin ridicarea sau coborîrea tubului microscopului linia se deplasează spre un mineral sau spre celălalt (respectiv spre balsamul de Canada) în funcţie de indicele de refracţie. Metoda este comparativă, deoarece se presupune cunoscut indicele de refracţie al unui mineral sau al balsamului de Canada.

P l e o c r o i s m u l. Foarte multe minerale, la o grosime de 0,02 — — 0,03 mm sînt practic incolore. Unele, examinate la microscop în lumină naturală, se comportă în mod diferit, faţă de direcţia de vibraţie, cunoscută, a polarizorului. Astfel, în timp ce pentru unele minerale intensitatea şi natura coloraţiei rămîne constantă la o

rotire completă a platinii microscopului, pentru altele, din contra, intensitatea şi chiar coloraţia variază simţitor. Proprietatea aceasta a mineralelor de a-şi schimba culoarea la rotirea platinii microscopului se numeşte pleocroism şi se datoreşte faptului că la cristalele în cauză absorbţia de lumină variază, atît cantitativ cît şi calitativ, cu direcţia. Ea nu se poate recunoaşte la cristalele izotrope. La cele anizotrope uniaxe absorbţia fasciculului ordinar este aceeaşi în toate direcţiile, iar culoarea observată în secţiunea perpendiculară pe axul optic numită şi culoarea de bază — este invariabilă. Absorbţia fasciculului extraordinar variază cu direcţia. Fenomenul se observă în secţiunile paralele cu axul optic cînd apar culori diferite după n_g şi n_p (dicroism), ca de exemplu la turmalină sau la beril. La cristalele biaxe se observă culori distincte după cele trei direcţii, n_g, n_p, şi n_m (tricroism), ca la biotit, la hornblendă etc.

Pentru determinarea altor constante optice ale cristalelor la microscop, în lumina paralelă, precum şi a maclelor, se utilizează şi al doilea nicol — analizorul — cînd se obişnuieşte să se mai spună şi *observaţii în lumină paralelă cu nicoli încrucişaţi.*

Lumina incidentă, este polarizată de primul nicol şi cade apoi pe al doilea nicol.

Dacă direcţiile de vibraţie ale luminii în cei doi nicoli sînt paralele, lumina venind din primul nicol, trece complet şi prin al doilea. Dacă direcţiile de vibraţie sînt oblice, lumina care vine din polarizor, este descompusă de analizor în două componente: una care vibrează paralel cu analizorul şi care trece mai departe şi alta care vibrează perpendicular pe direcţia de vibraţie a analizorului şi care este oprită; lumina trece deci prin analizor cu intensitate redusă.

Dacă nicolii sînt încrucişaţi, nici o componentă nu mai poate trece prin analizor; lumina care vine din polarizor este complet oprită de analizor (extincţie).

În cele ce urmează, ne vom servi numai de nicoli încrucişaţi, cu condiţia ca direcţiile de vibraţie ale luminii în aceştia să fie perfect perpendiculare una pe cealaltă. Direcţiile de vibraţie sînt marcate de două fire reticulare, ce se găsesc, vizibil, montate în ocularul microscopului.

Dacă nicolii rămîn în această poziţie şi între ei intercalăm o lamă de cristal izotropă, cîmpul microscopului se întunecă, de-

oarece lumina ieșită din polarizor traversează cristalul fără a fi descompusă. În această situație ea este complet oprită de nicolul analizor. Dacă intercalăm însă o lamă anizotropă, între nicoli și o rotim, observăm o alternare de lumină și întuneric, care se petrece de patru ori, într-o rotație completă, de 360°, a lamei. Acest fenomen se numește polarizare cromatică, iar culorile lamei de cristal se numesc culori de interferență. Explicația constă în faptul că direcțiile de vibrație, după care lumina traversează lama cristalină, coincid de patru ori cu direcțiile de vibrație în nicoli. Lumina în aceste poziții nu mai trece în nicolul analizor și deci cîmpul microscopului rămîne întunecat. Aceste poziții ale lamei de cristal se numesc poziții de extincție. Rotind lama de cristal, se rotesc și direcțiile de vibrație în cristal, pe cînd cele din nicoli, rămîn fixe. Imediat ce direcțiile de vibrație în cristal, formează un unghi oarecare, cu cele din nicoli, lumina care vine din polarizor, pe cristal, este descompusă în două fascicule, care vibrează, de data aceasta, după direcțiile de vibrație din cristal și care, vor trece prin cristal cu viteze diferite. Ajunse la analizor ele sînt descompuse, în cîte un fascicul reținut (fasciculul ordinar) și altul, care este lăsat să treacă (fasciculul extraordinar).

Aceste fascicule, după trecerea prin analizor, prezintă datorită diferenței de drum, o anumită culoare de „interferență", care se observă la mineral în cîmpul microscopului. Cu cît diferența de drum* este mai mare, cu atît gradul culorii este mai ridicat. Culoarea cea mai ridicată prezentată de mineralele uniaxe este în secțiunea paralelă cu axa optică, iar în cazul mineralelor biaxe în secțiunea paralelă cu planul axelor optice (n_g—n_p) numită și secțiune de birefringență maximă.

La grosimea obișnuită a secțiunilor microscopice (0,02—0,03 mm), culoarea maximă de birefringență la cuarț, la feldspați și la unii feldspatoizi este gri pînă la alb, la muscovit și la alte mice culoarea variază între roșu și verde, la augit este albastru-verde etc.

Pentru determinarea direcției de absorbție în cristal se utilizează compensatori cu direcții cunoscute, care introduc întîrzieri

---

* Diferența de drum provoacă interferențe pozitive sau negative, după cum valoarea ei este un număr impar $(2n + 1)$ sau par $(2n)$ de $\frac{\lambda}{2}$.

Scanned with OKEN Scanner

de asemenea cunoscute, modificînd culoarea de birefringență a mineralului și indicînd astfel orientarea sa (fig. 70).

Pentru determinarea ordinului de culoare se utilizează pana de cuarț (cu o anumită orientare) a cărei grosime variază în lungul ei și o dată cu ea și ordinul culorii. Lama (cu orientare cunoscută) se introduce la 45° față de firele reticulare, într-un loc special al microscopului polarizant. Compensația se produce prin schimbarea birefringenței și deci a culorii mineralului, pînă cînd se obține o bandă neagră. În acest moment întîrzierea produsă de pana de cuarț este egală cu cea a cristalului. Apoi se îndepărtează secțiunea mineralului și după aceea se trage în sens invers pana de cuarț. După numărul de repetări ale violetului sensibil, plus unu, se știe ordinul culorii observate la cristal.

Fig. 69

În lumina convergentă cu nicoli încrucișați dacă se introduce pe traiectul fasciculului o lentilă convergentă sub platina microscopului și o altă lentilă, denumită lentila Amici-Bertrand (fig. 59), sub ocularul microscopului, apar o serie de figuri de interferență caracteristice pentru cristalele uniaxe și biaxe. Astfel, se pot observa curbe izocromatice, adică toate fasciculele care trecînd prin cristal capătă aceeași diferență de drum (de fază) corespunzătoare unor anumite lungimi de undă și care dau naștere la aceeași culoare (fig. 69).

Curbele izogire* unesc toate punctele figurii de interferență, care corespund la aceleași direcții de vibrație în cristal (fig. 69).

Comportarea mediilor izotrope și anizotrope în lumină convergentă. Mediile izotrope,

* Izogirele sînt benzi întunecate reprezentînd locul punctelor în care direcțiile de vibrație ale fasciculelor refractate sînt paralele cu acelea ale nicolilor.

adică substanțele amorfe și cristalele din sistemul cubic, studiate între nicolii în cruce și în lumina convergentă, nu prezintă figuri de interferență, deoarece toate diagramele polare sînt circulare.

Mediile anizotrope. Cristalele uniaxe (singonia medie căreia îi aparțin sistemele romboedric, tetragonal și hexagonal) pot prezenta:

Secțiuni perpendiculare pe axa optică (fig. 69). În acest caz în cîmpul microscopului se va observa o cruce neagră, care constituie izogira și care taie inelele izocromatice concentrice constituite din toată gama de culori. În alte secțiuni prezintă fenomene puțin deosebite.

Secțiuni paralele cu axul optic. Aceste secțiuni prezintă birefringența maximă. În lumina convergentă se observă o cruce mare fluă cînd secțiunea este la extincție și care dispare la cea mai mică rotire a platinii microscopului pentru ca să apară un cîmp intens colorat.

Secțiuni înclinate pe axul optic. Cînd direcția axului optic rămîne încă în cîmpul microscopului (înclinare mică) apare tot o cruce neagră al cărei centru se deplasează pe un cerc în cîmpul microscopului, iar cînd urma axului optic nu cade pe obiectivul microscopului (înclinare mare) nu se mai văd decît brațele crucii.

Cristale biaxe (singonia inferioară căreia îi aparțin sistemele: triclinic, monoclinic, ortorombic) pot prezenta:

Secțiune normală pe bisectoarea unghiului ascuțit al axelor optice (fig. 70) sau obtuză. Secțiunea pusă într-o anumită poziție (la extincție) dă în lumina convergentă o cruce neagră ale cărei brațe sînt paralele cu firele reticulare. Pe brațul orizontal se observă două puncte în jurul cărora se dezvoltă inele alungite care se unesc (fig. 66 planul de sus). Curbele izocromatice din jurul axelor optice sînt ovale, aproape eliptice. Curbele mai depărtate de axele optice se unesc în curbe numite lemniscate.

Cele două puncte corespund celor două axe optice (v. fig. 66). Dacă rotim secțiunea, crucea neagră se desface în două hiperbole (fig. 70 în care apare planul axelor optice perpendicular pe planul hiperbolelor) În alte secțiuni fenomenele apar deasemenea puțin deosebite însă cu caractere diferențiale.

Scanned with OKEN Scanner

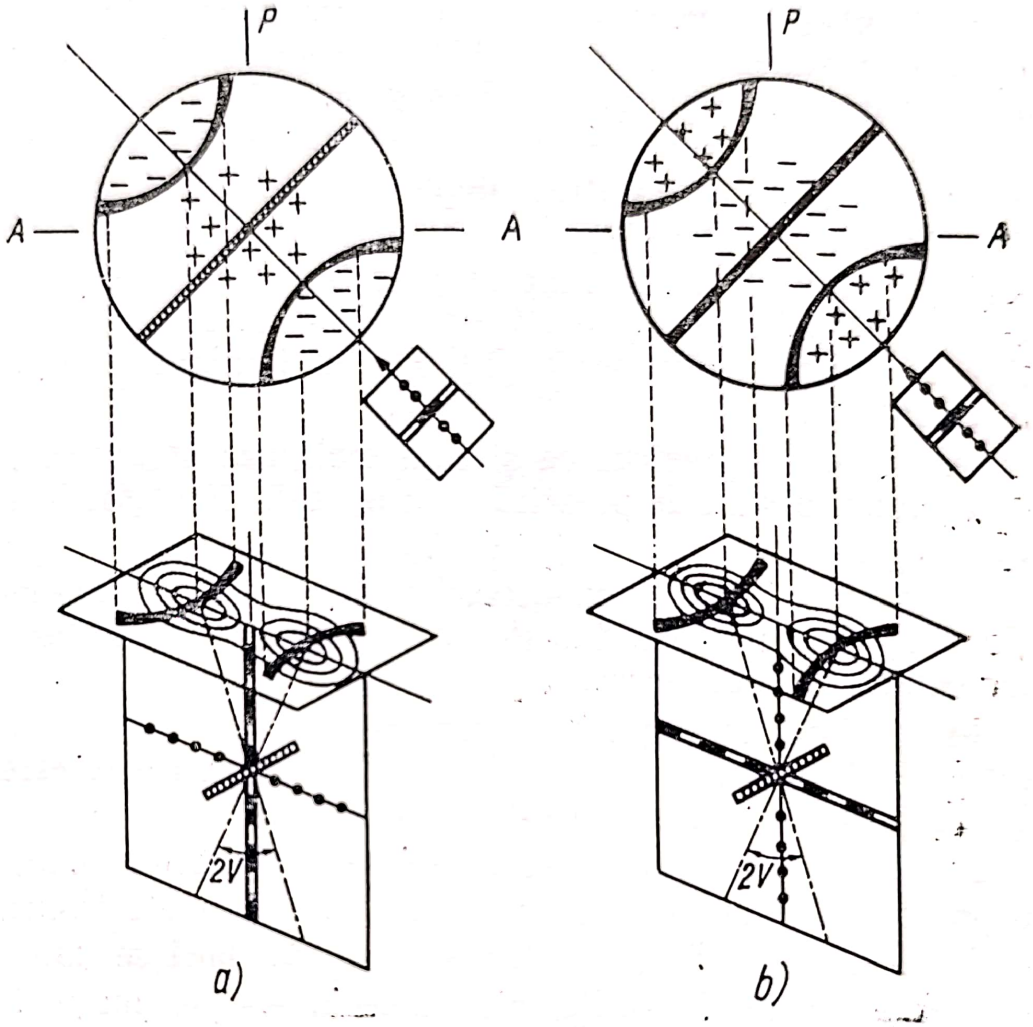


Fig. 70

Secțiunea perpendiculară pe un ax optic. În acest caz se observă o hiperbolă care se mișcă cînd rotim platina microscopului în sens invers în jurul unui punct fix, care este urma axului optic.

Secțiunea paralelă cu planul axelor optice (secțiunea de birefringență maximă). Aceasta prezintă o cruce fluă, asemănătoare cu secțiunea paralelă de la cristalele uniaxe.

Secțiuni oarecare. În cazul acestora, se va observa la microscop un braț de hiperbolă, excentric, care, rotindu-se, mătură cîmpul microscopului rămînînd mereu curbat.

În general, cînd secțiunile microscopice sînt foarte subțiri, atunci curbele izocromatice dispar și nu se observă în cîmpul microscopului decît izogirele (crucea sau brațele de hiperbolă).

Scanned with OKEN Scanner

În lumina convergentă se mai poate ușor determina semnul optic al cristalelor uniaxe sau biaxe, unghiul $2V$ al axelor optice precum și alte constante (fig. 70 *a* și *b*).

Polarizarea rotatorie. La cristalele uniaxe, în lumina convergentă, se obține, după cum s-a văzut, o cruce neagră (cu centrul întunecat).

Sînt însă unele cristale, ale căror secțiuni normale pe axa optică, privite în lumină convergentă, dau o izogiră, care este tot o cruce, însă cu centrul neîntunecat (fig. 71), ci luminat de o culoare de birefringență.

Fenomenul se prezintă ca și cum secțiunea ar avea proprietatea de a învîrti planul de polarizare cu un anumit unghi în jurul axei optice.

Rotirea analizorului cu același unghi produce din nou extincția cîmpului, permițînd astfel determinarea unghiului de rotire a planului de polarizare.

S-a constatat că unghiul de rotire crește foarte repede cu scăderea lungimii de undă. La grosimi egale unghiul de rotire este aproape invers proporțional cu pătratul lungimii de undă.

Cercetările au arătat însă că explicarea acestor fenomene este o problemă generală a interacțiunii cîmpului electromagnetic al undei de lumină cu moleculele substanței, dacă se iau în considerare dimensiunile finite ale moleculelor și mai ales structura lor.

Acest fenomen se numește polarizație rotatorie, iar mineralul care prezintă fenomenul se zice că are putere rotatorie sau că el este optic activ.

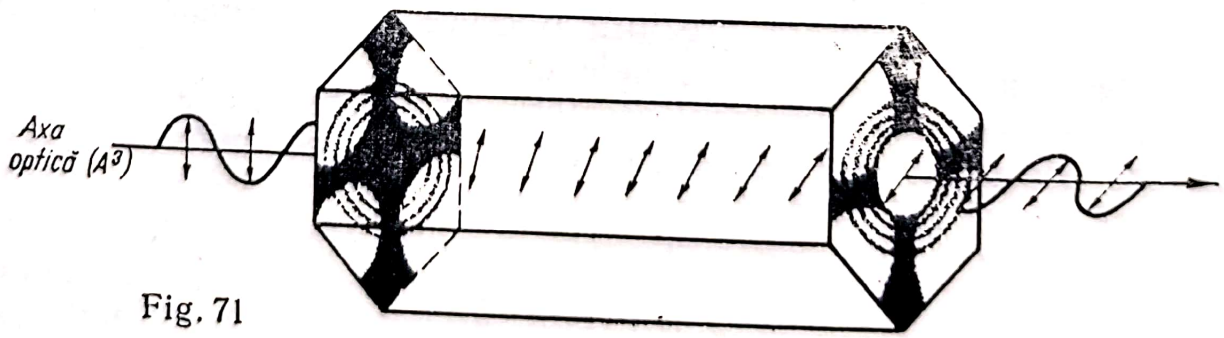


Fig. 71

Unele cristale (de exemplu cuarțul*), care prezintă fețe de trapezoedru drept, rotesc planul de polarizare spre dreapta și se numesc dextrogire, altele, care prezintă fețe de trapezoedru stîng, îl rotesc spre stînga și se numesc levogire.

Sînt astăzi motive să se creadă că multe corpuri optic active pot exista în mod natural sub forma ambelor varietăți.

Din punct de vedere practic, trebuie remarcat că măsurarea unghiului de rotire a planului de polarizare, pe lîngă importanța pe care o prezintă în cristalografie, a devenit astăzi o metodă analitică curentă pentru o întreagă serie de ramuri industriale.

Proprietăți radioactive ale mineralelor

În natură se găsesc o serie de minerale care au proprietatea de a emite energie prin dezintegrarea în mod spontan a atomilor ce le compun.

Asemenea minerale se numesc radioactive. Dintre acestea cele mai importante sînt: mineralele de uraniu al căror număr cunoscut trece astăzi cu mult peste 150. Mineralele de uraniu sînt foarte variate, pe de o parte, ca formă și ca dimensiuni ale cristalelor, iar pe de altă parte, foarte variate ca compoziție chimică.

Astfel se cunosc: oxizi simpli sau hidratați, silicați, fosfați, arseniați, vanadați de uraniu, carbonați și sulfați simpli de uraniu și alte săruri mai complexe, ca de exemplu sulfați, și carbonați de uraniu sau altele și mai complexe — titanotantaloniobați de uraniu etc.

Dezintegrarea substanțelor radioactive se face cu punerea în liberatate a unei cantități enorme de energie. Manifestarea radioactivității în urma procesului de transformare se face prin emiterea uneia sau mai multor radiații, care se caracterizează prin cîteva efecte importante. Astfel: produc luminescență, ionizează aerul, pătrund prin corpuri solide, produc căldură în mod continuu etc.

În mod natural, transformările radioactive se efectuează, de obicei, cu emisiuni de radiații α, β și γ, care se deosebesc între

* Se întîlnesc minerale a căror putere rotatorie este cu mult mai mare decît a cuarțului, ca de exemplu cinabrul, însă acesta este un mineral puțin transparent.

ele prin felul de comportare în cîmpul electric și în cîmpul magnetic.

Radiația α este constituită din atomi de heliu biionizați. Aceștia au o viteză foarte mare de ordinul 10^9 cm/s. Asemenea ioni se pot obține din atomi de heliu care, prin pierderea celor 2 electroni planetari, devin simple nuclee de heliu. Particula α este constituită numai din 2 protoni și 2 neutroni. Ca exemplu de dezintegrare α putem cita cazul izotopului natural al uraniului ($^{238}_{92}U$), al radiului natural ($^{226}_{88}Ra$) etc.

Radiația β se datorește unui fenomen mai general de dezintegrare β care nu se mai limitează la nucleele cu sarcini mari. În general, fenomenul constă în transformarea unui nucleon din nucleu, într-alt nucleon de alt tip, sau mai exact transformarea unui neutron într-un proton și invers.

Din punct de vedere fizic trebuie remarcat faptul că în cîmpurile electrice și magnetice radiațiile β sînt foarte mult deviate și că viteza lor variază între $1{,}5 \cdot 10^{10}$ — $2{,}9 \cdot 10^{10}$ cm/s adică se apropie destul de mult de viteza luminii.

Radiația γ, spre deosebire de radiațiile α și β care sînt de natură corpusculară, este de natură electromagnetică (analogă luminii) și se propagă cu aceeași viteză. Ea apare sub formă de cuante, adică pachete de energie (fotoni) asemănătoare și din acest punct de vedere luminii, energia fiecărei cuante fiind însă de milioane de ori mai mare decît aceea a unei cuante de lumină.

Emisia succesivă de radiații α și β conduce la serii de elemente radioactive. Se cunosc trei serii naturale radioactive: seria uraniu-radiu ($^{238}_{92}U \rightarrow {}^{206}_{82}Pb$), seria uraniu-actiniu ($^{235}_{92}U \rightarrow {}^{207}_{82}Pb$) și seria toriului ($^{232}_{90}Th \rightarrow {}^{208}_{82}Pb$).

Toate seriile încep cu cîte un izotop cu radioactivitate mare și se termină cu cîte un izotop stabil al plumbului, element complet inactiv.

Este interesant să facem cîteva observații în ceea ce privește prima serie radioactivă. Izotopul $^{226}_{88}Ra$, emițînd o particulă α, se transformă într-un izotop $^{222}_{86}Rn$ al unui element nou, gazul nobil radon (numit și emanație de radiu). Întrucît este gazos, el este emanat adesea în mici cantități din scoarța terestră în locurile cu zăcăminte de minereuri de uraniu, sau apare dizolvat în apele de izvor. Radonul se transformă și el, emițînd o particulă α, într-un

izotop al poloniului $^{218}_{84}Po$ — numit şi radiu A (RaA) — , care, la rîndul lui, fiind α — activ, se transformă într-un izotop radioactiv al plumbului $^{214}_{82}Pb$ — numit şi radiu B (RaB) — cu un timp de înjumătăţire de numai 3,05 min. Continuîndu-se lanţul transformărilor succesive se ajunge în final la un izotop stabil al plumbului $^{206}_{82}Pb$ (sau RaG).

Dacă soţii Curie ar fi cunoscut metodele moderne ale radiometriei, cu siguranţă nu le-ar fi scăpat neobservat faptul că şi uraniul capul seriei, este el însuşi radioactiv, timpul lui de înjumătăţire fiind însă de 4,5 miliarde de ani. Din el se formează apoi UX_1, UX_2, U II, Io, iar din acesta din urmă — radiul.

Deşi timpurile de înjumătăţire ale unora dintre termenii seriei sînt foarte scurte, se reproduc mereu atomi noi, cu excepţia uraniului, capul seriei.

În decursul epocilor geologice, cantitatea de uraniu a scăzut mereu (şi va continua să scadă), acumulîndu-se în schimb radioplumbul. Cu ajutorul legii de dezintegrare se poate deci calcula vîrsta Pămîntului. Pe baza acestor calcule se ajunge la concluzia că cele mai vechi învelişuri ale Pămîntului au probabil o vîrstă de aproximativ 2 000 000 000 de ani, iar vîrsta totală a pămîntului se evaluează la peste dublul acestei cifre. La rezultate apropiate conduc şi alte metode.

Pe lîngă cele trei serii, naturale, menţionate mai înainte, există şi o serie artificială, seria neptuniului. Însă în afară de elementele ai căror izotopi fac parte din cele patru serii radioactive, în natură se mai găsesc şi alte elemente izolate care au izotopi radioactivi (avînd în general timpuri de înjumătăţire foarte lungi), ca de exemplu:

$$^{40}_{19}K \rightarrow {}^{40}_{20}Ca + \beta^-; \quad T_{1/2} = 1{,}25 \cdot 10^9 a,$$
$$^{87}_{37}Rb \rightarrow {}^{87}_{38}Sr + \beta^-; \quad T_{1/2} = 6{,}15 \cdot 10^{10} a.$$

Una din metodele de determinare a vîrstei mineralelor se bazează pe dozarea cantităţilor foarte mici de heliu din mineralele cu uraniu sau toriu. Particulele α, emise prin dezintegrarea acestor elemente, devin atomi neutri de heliu. Acest gaz, de exemplu în granite (roci compacte), rămîne închis; prin urmare, după can-

Scanned with OKEN Scanner

titatea de heliu găsită în rocă, se poate calcula timpul în care s-a colectat gazul.

Fenomenele radioactive au foarte mare rol în viața pămîntului, ele manifestîndu-se mai puternic în zona superioară a litosferei (adică în zona constituită mai mult de minerale bogate în siliciu și aluminiu) decît în zona inferioară a litosferei (adică în acea în care predomină mai mult minerale bogate în siliciu și magneziu), deoarece conținutul în elemente radioactive în general scade cu adîncimea, după cum rezultă din studiul magmelor și al rocilor scoarței.

De altfel, problema explicării repartiției uraniului și cea a proveniență lui în scoarța terestră este încă deschisă.

Substanțele radioactive au intrat astăzi în economia fiecărei țări. Ele se folosesc drept combustibil nuclear, în special uraniul, care de cele mai multe ori este îmbogățit în izotopul ușor U-235. Se folosesc , de asemenea, la obținerea pe cale artificială a unor noi elemente, ce nu se întîlnesc în natură (transuranienele, astatiniul etc.) și de asemenea în foarte multe studii și cercetări cu caracter practic.

Scanned with OKEN Scanner

CRISTALOGRAFIE CHIMICĂ

În capitolul de cristalografie chimică sau cristalochimie se studiază relaţiile care există între structura atomică, structura reticulată a cristalelor, proprietăţile lor fizico-chimice şi geometrice.

Cristalochimia s-a dezvoltat o dată cu descoperirea difracţiei radiaţiilor X la trecerea lor prin cristale (1912).

Pînă la analiza roentgenostructurală a cristalelor existau numai observaţii izolate şi simple ipoteze, care căutau să stabilească oarecare relaţii între forma cristalelor şi compoziţia lor chimică, structura lor internă rămînînd însă necunoscută.

În orice caz istorica dezvoltare a cristalochimiei arată după cît se pare, că s-au şters graniţele între cristalografie, chimie şi fizică.

Contopite, ele şi-au creat noul drum pe care îşi duc singure paşii înainte trăgînd după ele multe alte discipline ale căror principii de bază de multe ori sînt zguduite.

Studiindu-se compoziţia chimică a cristalelor în legătură cu simetria lor s-a ajuns să se stabilească o lege cu caracter statistic. În marea majoritate a cazurilor s-a observat că cu cît cristalele au o simetrie mai înaltă cu atît acestora le corespunde o compoziţie chimică mai simplă şi invers, cu cît cristalele prezintă o simetrie mai scăzută cu atît ele au o compoziţie chimică mai complicată. De exemplu elementele chimice cu cea mai simplă constituţie chimică, cristalizează în sistemul cubic sau hexagonal: Cu, Ag, Pt, în timp ce compuşii care prezintă o compoziţie chimică mai complexă cristalizează în sisteme cu simetrii inferioare, monoclinic sau triclinic, ca de exemplu: feldspaţii, micele şi alte minerale cu o compoziţie chimică mult mai încărcată.

Se întîlnesc însă şi excepţii de la această observaţie, de exemplu sulful, element nativ simplu, prezintă totuşi modificaţia ortorombică şi chiar monoclinică.

Scanned with OKEN Scanner

Raze ionice și atomice

Cristalochimia modernă pune la baza concepțiilor sale ideea de raza ionică și raza atomică *. În aceste concepții ionii și atomii apar ca avînd o formă sferică (fig. 74 și 75) și deci în anumite condiții un volum bine determinat.

Raza atomului (ionului) depinde de numărul electronilor, respectiv de sarcina nucleului.

Cu cît sînt mai mulți electroni cu atît este mai probabil să se găsească mai multe învelișuri și cu atît mai departe să fie situat învelișul cel mai extern. Cu cît este însă mai mare încărcătura nucleului, cu atît acesta atrage mai puternic electronii, reducînd totodată dimensiunile atomului sau ionului.

În comparație cu atomii, cationii care și-au pierdut electronii din învelișul extern au raza mai mică. La anioni, din contra, cu cît încărcătura lor este mai mare, cu atît razele lor depășesc mărimea razelor atomice. De exemplu la Mn^{2+} raza este de 0,91 Å, la Mn^{3+} este de 0,70 Å iar la Mn^{4+} de 0,52 Å.

Dimensiunile razelor ionilor monoatomici variază în limitele 0,10—2,20 Å, iar razele atomice respective sînt mai mari și variază între 0,71 Å și 2,74 Å.

Repartizînd elementele după razele lor atomice se capătă grupe de elemente de volum ionic apropiate. Aceste grupe determină posibilitatea de cristalizare și substituiri ionice în natură.

Numărul de coordinare

Numărul de coordinare este numărul maxim al ionilor de semn contrar ce înconjoară un ion dat.

Pentru combinațiile de tipul AX în care A este cationul, iar X — anionul, numărul de coordinare al atomilor X în jurul lui A este egal cu numărul atomilor A în jurul lui X. Astfel, la clorura de sodiu (NaCl) (combinație de tip AX), fiecare ion de sodiu este înconjurat de șase ioni de clor situați în vîrfurile unui octa-

* Aceste concepții reprezintă un mod simplificat de modelare a unor efecte ale interacțiunilor dintre particule.

Scanned with OKEN Scanner

edru, iar ionii de Cl înconjurați de șase ioni de sodiu de asemenea situați tot în vîrfurile unui octaedru (fig. 75 *a*).

În cazul combinațiilor de tip AX_2, fiecare A este înconjurat de un număr dublu de atomi X. Combinația A_2X este inversă.

S-a constatat că numărul de coordinare variază de obicei între 1 și 12 (foarte rar 16). Creșterea numărului de coordinare aduce și o creștere a simetriei construcției cristaline.

Micșorarea numărului de coordinare este legată de micșorarea simetriei construcției cristaline. Practic, s-a constatat că rețelele cu numărul de coordinare mijlociu, cu simetrie mijlocie și cu raze ionice (atomice) mai mici, au stabilitate maximă.

Tipurile de legături interatomice

Primele ipoteze asupra originii și naturii forțelor de legătură interatomică, care imprimă stabilitatea moleculei chimice, au fost făcute o dată cu începutul chimiei moderne.

Dezvoltarea metodelor de cercetare a cristalelor cu radiații X a permis să se interpreteze natura forțelor de legătură interatomice.

Un ajutor prețios în interpretarea legăturilor metalice și reziduale l-a data mecanica cuantică, care a permis de altfel un studiu calitativ și cantitativ asupra tuturor tipurilor de legături.

Astăzi, pe baza tipurilor de legături interatomice, se explică un foarte mare număr de proprietăți fizice și chimice ale structurilor.

Tipurile principale de legături care se întîlnesc în structurile cristaline sînt legăturile electrovalente (heteropolare sau ionice), legăturile covalente (homeopolare sau atomice), legăturile metalice și legăturile Van der Waals (sau reziduale).

Legăturile electrovalente sînt cele mai simple legături interatomice, rezultate prin transfer de electroni (atomii metalelor pierd electroni, rezultînd ioni pozitivi, iar atomii metaloidelor cîștigă electroni, devenind ioni negativi). Legătura electrovalentă rezultă astfel din atracția electrostatică care se exercită între ionii cu sarcini de semn contrar. S-a explicat natura acestei legături plecînd de la teoria lui Bohr și admițîndu-se fap-

Scanned with OKEN Scanner

tul că atomii neutri tind spre o configurație stabilă (octaelectronică) devenind ioni (cationi și anioni) care se atrag unul pe altul după legea lui Coulomb. Pe de altă parte, se admite și existența unor forțe de respingere, între învelișurile electronice ale ambilor ioni. Din interacțiunea acestor diferite forțe, se stabilește un echilibru între ionii cristalului, care conduce la formarea edificiului cristalin ionic, echilibru corespunzător energiei potențiale minime. Un exemplu tipic de legătură ionică este sarea gemă (NaCl) cu nr. coord. 6 pentru Na și 6 pentru Cl, fluorina (CaF_2) etc.

Parametrii structurali ai unui cristal ionic sînt în mare parte determinați de raporturi geometrice între ioni.

Legăturile electrovalente permit să se interpreteze calitativ și chiar cantitativ multe proprietăți de ordin mecanic, termic, electric, optic, precum și alte proprietăți fizice ale cristalelor ionice. Astfel forța de legătură ionică se manifestă la cristalele ionice prin rezistența mecanică, duritate și punct de fuziune relativ ridicate. Au coeficienți de dilatare termică de obicei foarte scăzuți.

Din punct de vedere electric cristalele ionice nu sînt conductori, deoarece toți electronii sînt foarte puternic legați în ionii individuali. Compușii heteropolari sînt conductori (ionici) în stare topită. Fiind solubili în lichide cu permitivitate mare dau soluții în care curentul electric este propagat prin transport de ioni la fel ca și în topituri: electroliți. Structurile ionice cu goluri sînt însă conductori.

Proprietățile optice și magnetice ale cristalelor care se bucură de legături ionice, sînt proprietăți aditive. Cristalele care posedă asemenea legături sînt în general transparente și incolore.

Legăturile covalente sînt condiționate de tendința comună a atomilor de a forma aceeași configurație electronică stabilă a învelișului extern, însă nu printr-o redistribuire de electroni de la elementul electropozitiv la cel negativ, ca la compușii ionici, ci printr-un cuplu comun de electroni.

Datorită acestei tendințe se formează perechi de electroni comuni, al căror număr depinde de locul pe care-l ocupă elementul respectiv în grupa sistemului periodic.

Rețelele cristaline cu astfel de legături ale atomilor sînt foarte rezistente (cristalele sînt adesea foarte dure). Cel mai simplu exem-

Scanned with OKEN Scanner

plu de legătură covalentă se întîlnește la carbonul pur, diamant, care este și cel mai dur mineral cunoscut.

Proprietățile mecanice ale cristalelor homeopolare sînt foarte apropiate de acele ale cristalelor cu legături ionice; acestea prezintă totuși unele diferențe în privința proprietăților lor fizice, în sensul că punctele lor de fuziune și durităţile pot să varieze în limite largi. De exemplu, blenda (ZnS) este un mineral cu o duritate mică și rezistă mai puțin la încălzire, în timp ce diamatul este cel mai dur dintre toate mineralele cunoscute și se topește la o temperatură de 3000°C.

Compușii homeopolari nu sînt buni conductori electrici nici în stare solidă, nici în stare topită.

Din punct de vedere optic, în compușii homeopolari legătura făcîndu-se printr-un cuplu de doi electroni vecini, forțele care unesc acești electroni sînt foarte variabile. La diamant ele sînt foarte puternice și electronii nu contribuie la absorbție decît în banda ultravioletă, pe cînd la blendă sau la siliciu aceste forțe nu sînt prea mari; din această cauză se observă o absorbție chiar în spectrul vizibil, corpurile prezentîndu-se colorate sau opace. În general mineralele cu aceste tipuri de legături au un indice de refracție mare și o strălucire caracteristică.

Legăturile metalice sînt caracteristice pentru metale și pentru unele sulfuri, arseniuri și alte combinații. Concepțiile asupra legăturii metalice admit că de obicei electronii externi, slab legați, se mișcă liberi și aparțin întregii rețele, formînd astfel un „sistem electronic" în interiorul scheletului atomic încărcat pozitiv*.

Structura atomică a metalelor este compactă, cu simetrie cubică sau hexagonală și cu numere de coordinare înalte (12), ce posedă proprietăți caracteristice metalice, ca de exemplu luciul metalic, conductivitatea electrică și termică ridicate.

* De fapt este vorba de nivelele de energie exterioare ale atomilor care se contopesc în benzi de energie. Atunci cînd se exercită o tensiune electrică sau are loc o ridicare a temperaturii electronii trec în nivele superioare adică în benzile de energie înaltă unde se asociează în sistemul electronic comun întregii rețele.

Scanned with OKEN Scanner

Legăturile metalice se exercită între atomi identici, ca de exemplu în cazul metalelor sau între atomi cu unele caractere chimice analoge, ca de exemplu în cazul aliajelor.

Prezența electronilor liberi imprimă structurilor metalice conductivitatea caracteristică, electrică și termică, precum și puterea lor mare de reflexie și opacitate.

Proprietățile mecanice ale metalelor apar mult mai variabile, ca de exemplu duritatea.

Din acest punct de vedere se găsesc pe de o parte metale alcaline extrem de moi, iar pe de altă parte metale foarte dure (cromul și tungstenul). Proprietatea mecanică remarcabilă a structurilor metalice este maleabilitatea, respectiv ductibilitatea. Se poate avea de-a face cu o deformație prin lunecare de plane în masa cristalului în care plane de atomi sub formă de pachete se deplasează unele față de altele.

Punctele de fuziune sînt de asemenea foarte variabile.

Legăturile Van der Waals sînt legături în privința cărora se admite actualmente că există acțiuni reziduale, corespunzînd forțelor de atracție dintre atomii și ionii întregului solid, însă destul de slabe în comparație cu cele întîlnite pînă aici. Efectul lor este complet mascat, în structurile în care ele există alături de celelalte tipuri de legături. Prezența lor nu are decît o importanță minoră asupra proprietăților corpului; intervin totuși în explicarea unor anumite proprietăți la cristale, ele nefiind însă frecvente ca legături caracteristice în cazul acestora.

Corpurile constituite din rețele formate din molecule și radicali de obicei întîlnite la numeroase combinații organice, se caracterizează prin puncte de fuziune și durități scăzute, compresibilități ridicate, coeficienți de dilatare termică apreciabili și o slabă căldură de sublimare. Proprietățile electrice și optice corespund cu proprietățile electrice și optice ale atomilor și moleculelor care constituie structura. De remarcat că aceleași proprietăți se păstrează și în stare solidă, lichidă sau gazoasă. Aceasta se explică ușor prin faptul că structura electronică a atomilor apare cu foarte puține modificări. În cazul legăturilor reziduale, electronii rămîn și mai departe pe păturile electronice atomice sau moleculare cărora le aparțin. Cristalele moleculare apar, din acest punct de vedere aproape transparente, neconductoare și diamagnetice.

Scanned with OKEN Scanner

Tipurile de legături pe care le-am văzut pînă aici nu pot fi separate net. Ele coexistă adesea, în natură întîlnindu-se serii de tranziţie, adică cristale cu diferite tipuri de legătură, concomitente între componenţi *.

Polarizarea moleculară

Moleculele pot fi formate din ioni sau atomi. În cazul cînd moleculele sînt formate din ioni, centrul de greutate al sarcinilor pozitive nu coincide cu cel al sarcinilor negative. În acest caz moleculele sînt dipolare (au doi poli).

Aceste molecule puse într-un cîmp electric, se orientează cu polul pozitiv în sensul cîmpului, iar cu cel negativ în sens contrar. Ca urmare, centrele de acţiune ale sarcinilor pozitive şi negative nu vor coincide.

Se spune că moleculele sînt polare, iar substanţa s-a polarizat căpătînd proprietăţi de dipol. Gradul acestei polarizări se poate exprima printr-un vector de polarizare sau prin momentul de dipol: produsul dintre sarcina electrică e şi distanţa d dintre sarcini. Cel mai simplu caz este acela al unei molecule formate din doi ioni monovalenţi la care momentul de dipol este $p = ed$.

Momentul de dipol este o mărime caracteristică unui sistem de două sarcini electrice sau magnetice, care acţionează simultan fără să se confunde una cu alta. Momentul este nul, cînd centrele celor două sarcini coincid.

În reţelele cristaline se pot produce influenţe electrice foarte puternice care pot avea consecinţe asupra însuşi învelişului electronic al atomilor. În cazurile mai complicate de structură, atomii sau ionii încep să se influenţeze unii pe alţii sub acţiunea influenţelor electrice reciproce. Aceste influenţe pot fi atît de mari încît pot reduce dimensiunea razelor atomice sau ionice. În cazul micşorării razei, rezistenţa reţelei creşte şi datorită acestui fapt unele proprietăţi fizice pot fi modificate, de exemplu se poate reduce solubilitatea substanţei. În acelaşi timp micşorarea razei

* Structurile cristaline care oferă un singur fel de legătură între particule se numesc homodesmice (homo = aceeaşi, desmos = legătură), iar cele în care se întîlnesc mai multe feluri de legături se numesc heterodesmice.

Scanned with OKEN Scanner

poate duce uneori la formarea anionilor complecși, sau la micșorarea numărului de coordinare. Datorită acestui ultim fapt pot să se modifice însăși caracterele construcției cristaline și anume se poate provoca o trecere, de exemplu, a legăturilor ionice în atomice sau metalice, sau chiar alte consecințe de ordin fizic sau chimic. Capacitatea de polarizare a ionului este în funcție de dimensiunea razei sale.

Structurile cristaline și factorii care le condiționează

Din studiul roentgenografic al mineralelor cristalizate a reieșit faptul că structurile lor cristaline sînt constituite pe baza unei distribuții regulate a atomilor sau ionilor și mai rar a moleculelor, în rețea. Se poate însă întîmpla ca din cauza diferitelor configurații ale atomilor și ionilor, sau din cauza felului de umplere a spațiului cît mai compact cu particulele care compun structurile cristaline sau în sfîrșit din alte cauze cu caracter cantitativ, să se ajungă la un moment dat ca forțele care acționează între ele să nu mai fie aceleași și în cele din urmă, modificîndu-se și distanțele dintre particule, să apară modificată și structura rețelei cristaline. Dintre principalii factori care condiționează aspectul structural al rețelei cristaline menționăm factorii de natură geometrică și factorii legați de fenomenul de polarizare.

În cadrul *factorilor geometrici* care condiționează structura cristalină s-a simțit nevoia să se imagineze că fiecare particulă, atom sau ion component al rețelei are formă sferică, cu o anumită rază atomică sau ionică și cu o anumită sferă de acțiune.

În felul acesta structura cristalului apare ca o totalitate de atomi sau ioni cu forme sferice aranjați într-un edificiu cristalin cu particule structurale similare sau diferite (fig.72). Numărul particulelor și modul lor de aranjare în rețea, se reduce astfel la niște construcții cu raporturi geometrice bine definite încît, pînă la urmă aranjarea particulelor în edificiul cristalin devine o problemă pur geometrică.

Pentru simplitate s-a imaginat că în rețelele cristaline spațiul este în întregime umplut cu „bile sferice“ care, în primă aproxi-

Scanned with OKEN Scanner

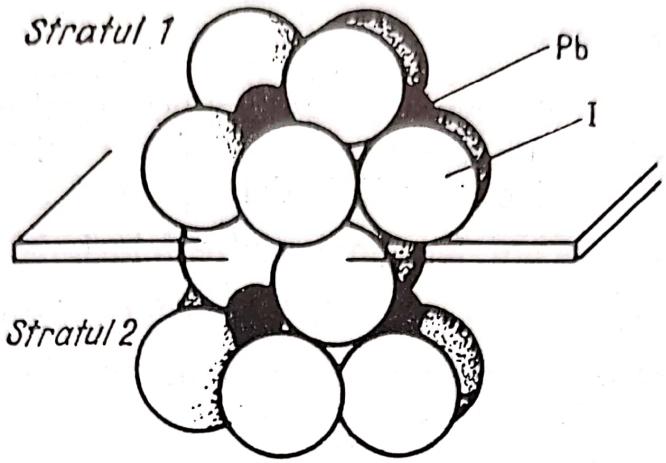


Fig. 72

mație, se consideră ca incompresibile și perfect rigide. Raporturile geometrice vor fi prin urmare, acelea care vor determina în acest caz și caracterul coordinativ al rețelelor. Sub acest aspect pot fi privite mai întîi structurile compacte, constituite din particule identice, nedeformabile, sau din diferite feluri de particule chimic diferite, însă toate de aceleași dimensiuni (de exemplu cristalele elementelor chimice care conțin atomi ai unui singur element sau altele) și apoi structurile constituite cel puțin din două feluri de particule rigide și cu dimensiuni diferite, adică structurile substanțelor compuse.

În cazul structurilor compacte, constituite din particule identice, pot fi întîlnite rețele cu structură cubică compactă și structură hexagonală compactă.

În aceste structuri compacte, caracteristic apare faptul că fiecare sferă din poliedrul cristalin se atinge cu 12 bile învecinate, deci număr de coordinație 12 și posedă structural paralelipipede cubice de tip F (rețeaua cuprului) și hexagonale de tip C (rețeaua magneziului). Alte structuri însă oferă o așezare mai puțin compactă, se întîlnesc la edificii cristaline cu coordinația 8 și posedă structural paralelipipede cubice de tip I (rețeaua wolframului) sau hexagonale simple (vezi tipurile de rețea în fig. 81).

În cazul structurilor constituite cel puțin din două feluri de particule rigide cu dimensiuni diferite, se constată că acestea aparțin cristalelor substanțelor compuse.

Acestea pot fi imaginate de asemenea ca structuri cu aranjări compacte de bile, însă în așa fel așezate încît atomilor de diferite

tipuri să le corespundă bile de dimensiuni diferite. Faptul că așezările pot fi formate dintr-un număr diferit de strate și că există diverse moduri geometrice de umplere a golurilor cu bile mici, duce la foarte multe varietăți de structuri cristaline. Astfel, dacă considerăm numai compușii ionici de tipul AX în care raportul $\frac{A\ (\text{cationi})}{X\ (\text{anioni})} = \frac{1}{1}$ se pot face mai multe feluri de așezări în spațiu ale sferelor de diferite mărimi, în așa fel încît ele să fie compact așezate adică să fie în atingere; însă în funcție de raportul: $\frac{R_c}{R_a} = \frac{\text{Raza cationului}}{\text{Raza anionului}}$.

În adevăr dacă presupunem că un cation de rază R_c este înconjurat de trei anioni de rază R_a (fig.73) în așa fel ca toate particulele să fie în contact, atunci $\frac{R_c}{R_a} = 0{,}155$ (limita inferioară).

Aceasta corespunde cu așezarea echilateral triunghiulară din figura 73 în care sferele mari devin tangente chiar la mijlocul laturilor triunghiului; posedînd coordinația 1/3. Raportul $\frac{R_c}{R_a} = 0{,}155$ se poate deduce ușor (fig. 73) conform relațiilor *

$$BC = BD = DC = 2R_a; \quad BE = CE = DE = R_c + R_a;$$

$$R_c + R_a = \frac{2}{3} R_a\sqrt{3}; \quad R_c = \frac{2}{3} R_a\sqrt{3} - R_a; \quad \frac{R_c}{R_a} = \frac{2}{3}\sqrt{3} - 1 = 0{,}155.$$

Dacă raza cationului crește (fig.74) $R_c/R_a = \frac{1}{2}\sqrt{6} - 1 = 0{,}225$ (limita inferioară) se pot grupa patru anioni astfel ca să vină în atingere (anionii în colțurile unui tetraedru, iar în centru cationul cu număr de coordinare 4).

Cînd rapoartul $R_c/R_a = \sqrt{2} - 1 = 0{,}414$ (limita inferioară) se pot asocia șase anioni în contact cu un cation (fig. 75): patru în același plan, unul deasupra și altul dedesubtul planului ce conține

* Calcularea relațiilor pentru cazurile de coordinație 1/4, 1/6 și 1/8 care urmează se poate face ușor avînd în vedere geometria figurilor respective.

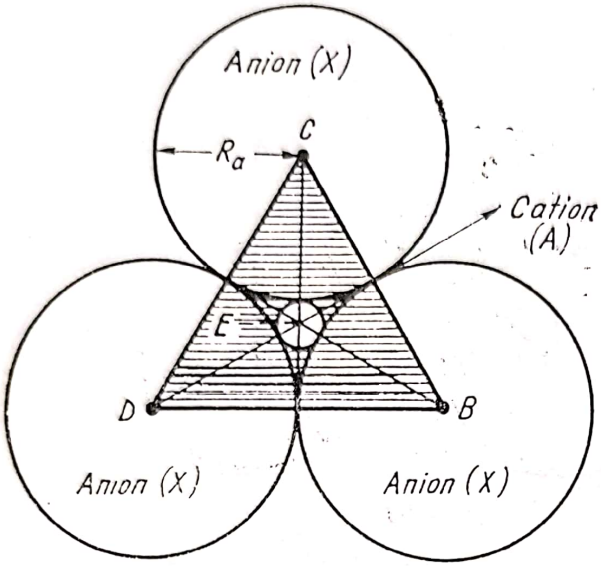


Fig. 73

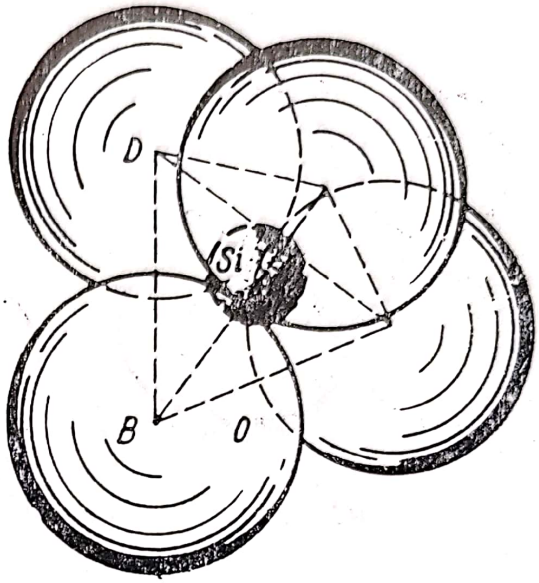


Fig. 74

pe cei patru anioni. Structura este octaedrică (cu număr de coordinare 1/6).

Cînd raportul $R_c/R_a = \sqrt{3} - 1 = 0{,}732$ (limita inferioară) (fig.76), anionii se așază la colțurile unui cub în interiorul căruia se plasează cationul cu care vin anionii în contact, numărul de

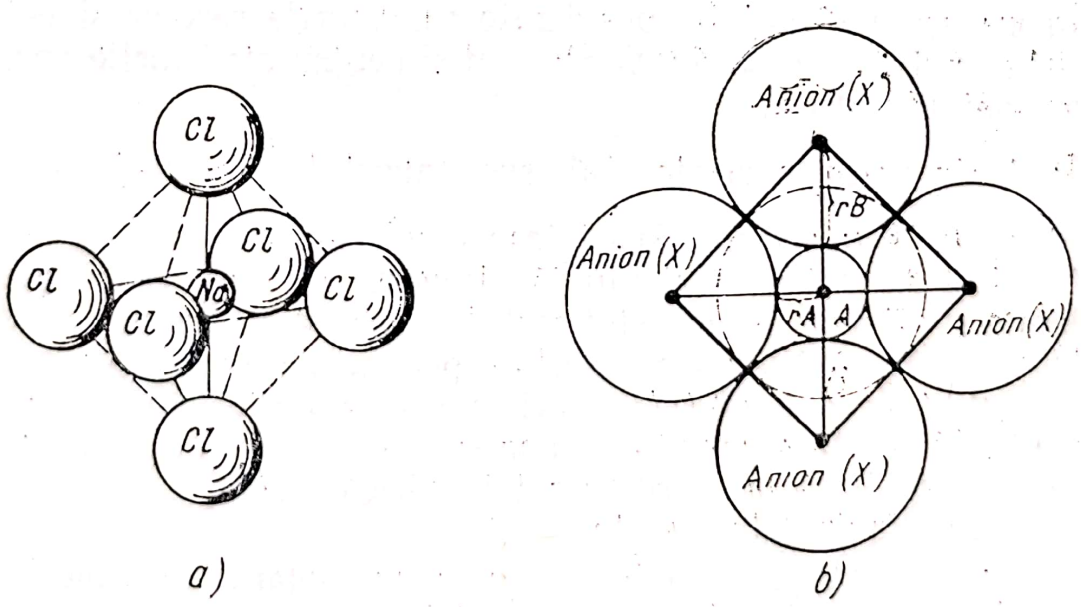
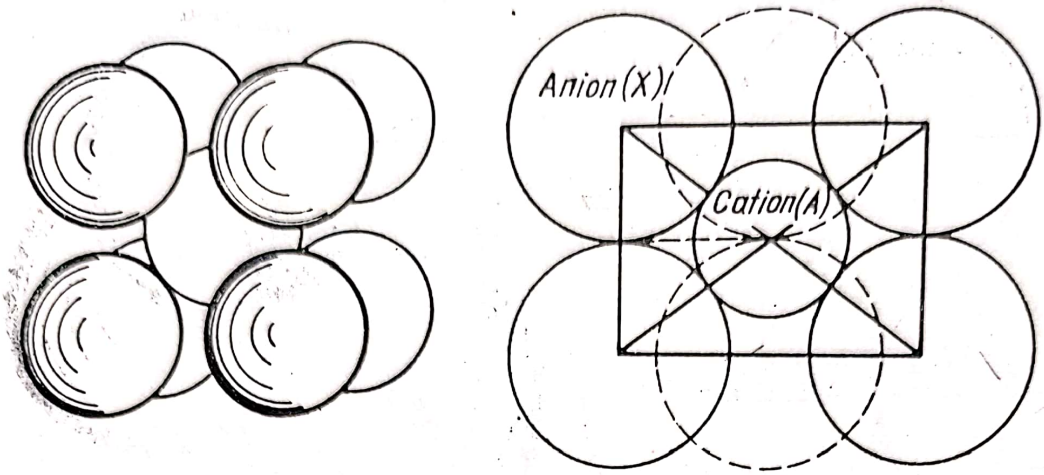


Fig. 57



a) b) Fig. 76

coordinare fiind astfel 1/8 și constituind paralelipipedul elementar cubic tip I.

În cazul cînd razele ionilor sînt egale, apar structurile compacte (cubică și hexagonală) proprii metalelor și aliajelor.

În cazul în care razele anionilor sînt mai mici decît ale cationilor, atunci raportul R_c/R_a va căpăta valori inverse față de cele menționate mai înainte.

În același mod pot fi considerate raporturile razelor și pentru structurile de tip AX_2, ABX_3 etc., cît și pentru structurile compușilor mai complecși.

În toate cazurile citate mai sus raportul $\frac{R_c}{R_a}$ a fost calculat pentru limita inferioară. Dacă însă razele anionilor cresc, atunci cationii și anionii nu mai vin în atingere. În acest caz, legătura slăbește și rețelele nu mai sînt stabile. Deci stabilitatea structurii este asigurată pînă la o altă limită superioară. De exemplu, pentru cazul cation 1 : anion 3 (1/3) limita superioară este egală cu 0,225. La această limită și coordinarea se schimbă, trecînd de la coordinare triunghiulară la coordinare tetraedrică (1/4) a cărei limită inferioară este de data aceasta 0,225.

În cadrul factorilor legați de fenomenul polarizării, raporturile geometrice nu mai pot subzista în determinarea tipului structural, deoarece fenomenul de polarizare este în măsură să determin

scăderea numărului de coordinare, micșorarea distanțelor interatomice prin deplasarea învelișurilor electronice și deci modificarea simetriei edificiului cristalin. Polarizarea puternică a cationilor în cîmpul anionilor și reciproc, poate duce chiar la tipuri de structuri ionice stratificate. O polarizare și mai puternică duce chiar la rețele de tip molecular cu număr de coordinare mic.

Energia rețelelor cristaline

Cunoscînd energia rețelelor cristaline ale diferitelor combinații naturale, putem rezolva o serie de probleme geochimice care se referă la distribuția elementelor în diferite faze ale proceselor de concentrare și diseminarea lor în scoarța terestră. În acest scop s-au dat diferite formule de calcul în care, în general, intră sarcina electrică distanța dintre ioni, razele ionice, numărul de unități structurale și alte constante.

De energia rețelei cristaline depind multe proprietăți fizice ale cristalelor, ca de exemplu: dizolvarea, volatilizarea, temperatura de topire și într-o oarecare măsură și duritatea sau altele. De altfel, mărimea energiei rețelei cristaline depinde și de forțele de interacțiune dintre particulele constituente ale cristalului.

Energia molară a rețelei cristaline, este energia care se degajă la formarea unei molecule-gram de cristal din ionii gazoși liberi. Astfel pentru NaCl (58,5g) avem:

$$(Na^+) + (Cl^-) = (NaCl) + 183 \text{ cal.}$$

Este evident că la descompunerea cristalului în ioni liberi gazoși, tot aceeași cantitate de energie trebuie să fie consumată.

Clasificarea rețelelor cristaline

La baza clasificării cristalelor stau două criterii: compoziția chimică a structurii (rețelei) și tipul de legătură predominant dintre particulele constitutive ale rețelei cristaline.

Clasificarea rețelelor avînd la bază compoziția chimică începe cu structurile elementelor simple, se continuă cu structurile com-

Scanned with OKEN Scanner

pușilor de tip binar și, mai departe, de tip din ce în ce mai complex. În această clasificare pentru notarea tipurilor structurale se folosesc literele mari ale alfabetului. Tipurile se împart apoi în clase.

Cea mai importantă clasificare a rețelelor cristaline este însă bazată pe tipul de legătură care predomină între particulele și unitățile structurale constitutive ale rețelelor.

Avînd acest principiu la bază, rețelele se clasifică în:

rețelele ionice, care sînt cele mai frecvente în domeniul mineral. La acest tip de rețele raportul $\frac{z}{n}$ (în care z este valența cationului iar n este numărul de anioni coordinați în jurul cationului) arată gradul de tărie al legăturii;

rețelele homeopolare, analoge cu rețelele ionice coordinative în care trec de multe ori;

rețelele metalice, care aparțin elementelor metalice și

rețelele moleculare, întîlnite rar la minerale.

Rețelele ionice înglobează:

1) *Rețelele isodesmice* în care raportul $\frac{z}{n} < \frac{1}{2}$ caracterizate prin structuri tipice de coordinare.

Aceste rețele cuprind:

a) Combinațiile de tip AX în care raportul $\frac{R_c}{R_a} = 0{,}155$ coordinare 1/3 (rețeaua azoturii de bor); $\frac{R_c}{R_a} = 0{,}225$ coordinare 1/4, de exemplu blenda (ZnS); $\frac{R_c}{R_a} = 0{,}414$ coordinare 1/6 ex. clorura de sodiu (NaCl); $\frac{R_c}{R_a} = 0{,}732$ coordinare 1/8 ex. clorura de cesiu (CsCl).

b) Combinațiile de tip AX_2 în care raportul $\frac{R_c}{R_a} = 0{,}22 - 1{,}37$ cu numărul de coordinare al cationului de 2 ori mai mare decît al anionului, cuprinzînd tipul rutil (TiO_2), cristobalit (SiO_2), tipul ionic stratificat de $CdCl_2$ (J_2) și MoS_2.

c) Combinațiile de tip A_2X_3 în care raportul $\frac{R_c}{R_a} = 0{,}43 - 0{,}52$ cuprinzînd tipul corindon (Al_2O_3).

d) Combinațiile de tip ABX_3 cuprinzînd ilmenit ($FeTiO_3$), perowskit ($CaTiO_3$) etc.

2) *Rețelele anisodesmice* în care raportul $\frac{z}{n} > \frac{1}{2}$ caracterizate mai ales prin prezența radicalilor stabili: CO_3, SO_4 etc.

Aceste rețele cuprind: structuri cu radicali biatomici de ex. SrO_2, BaO_2, structuri cu radicali de forma BX_3 (calcita și aragonita $CaCO_3$), structuri cu radicali de forma BX_4 (anhidritul $CaSO_4$) și structuri cu radicali de forma A_2BX_6 (K_2PtCl_6).

3) *Rețelele mesodesmice* în care raportul $\frac{z}{n} = \frac{1}{2}$ caracterizate prin poziția intermediară între rețelele isodesmice și anisodesmice. Numărul de coordinare este egal cu valența cationului. Aceste rețele cuprind:

a) Structurile boraților care înglobează: grupe de BO_3 izolate, plane (ortoborați), grupe de $(B_3O_6)^{-3}$ ciclice (metaborați) și grupe de BO_2 (lanțuri infinite).

b) Structura silicaților în care raportul $\frac{R_c}{R_a}$ determină coordinarea tetraedrică. Aceste structuri înglobează:

— unități tetraedrice de SiO_4 independente numite silicați insulari sau *nezosilicați*, de exemplu: olivina, granații etc., în care unitățile de SiO_4 se leagă în rețea prin cationi;

— grupe finite de traedri de SiO_4, numite *sorosilicați* asamblate în grupe de cîte 2 tetraedri de SiO_4, de exemplu hemimorfitul, sau în grupe inelare independente de trei, patru sau șase tetraedri de SiO_4 numiți ciclosilicați de ex.: wolastonit, apofilit, beril etc.

— Lanțuri infinite de tetraedri de SiO_4 numite *inosilicați* grupați în lanțuri simple infinite, de ex. piroxenii și în lanțuri duble (benzi) infinite de ex. amfibolii.

— Strate infinite de tetraedri de SiO_4 numite *filosilicați* de ex.: mica, caolin, talc, clorite etc.

— Rețele tridimensionale de tetraedri de SiO_4 numite *tectosilicați*, de ex. feldspați, feldspatoizi, zeoliți, cuarț, cristobalit etc.

4) *Combinațiile hidrogenului*, de ex. gheața, care are structură hexagonală (de notat că moleculele de H_2O au așezare tetraedrică).

Scanned with OKEN Scanner

Rețelele homeopolare analoge rețelelor ionice coordinative aparțin elementelor din grupa 4-7 nemetalice a sistemului periodic și în special carbonului (diamantul).

Rețelele metalice care aparțin elementelor metalice formînd:

a) Rețele cubice compacte de tipul *F* întîlnite la elemente Cu, Au, Ag etc. (nu se întîlnesc la elementele nemetalice) și cubice compacte de tipul *I* întîlnite la: Li, Na, K, Rb, Cs etc.

b) Rețele hexagonale compacte de tip *C* avînd în interior celulă trigonală, întîlnite la Be, Mg, Ti, Cr etc.

c) Tipuri de rețele cubice sau hexagonale mai mult sau mai puțin deformate întîlnite la elementele semimetalice: As, Sb, Bi (aflate foarte rar în stare nativă).

Rețelele moleculare se întîlnesc des la combinațiile organice posedînd în general legături homeopolare între atomii moleculei și legături Van der Waals între molecule.

Izomorfism — polimorfism

Izomorfismul. Această proprietate este deosebit de importantă în cunoașterea și explicarea cauzelor care dau naștere la numeroase asocieri de elemente în scoarța terestră.

În anul 1819 Mitscherlich a găsit că săruri diferite, dar cu compoziție chimică analogă, pot forma cristale cu forme identice, cum ar fi H_2KAsO_4 (arseniatul acid de potasiu) și H_2KPO_4 (fosfatul acid de potasiu). Fenomenul a fost numit izomorfism.

Astăzi definiția care se dă izomorfismului este mult mai complicată și se bazează pe legătura care există între structură, compoziție chimică și proprietățile fizice ale cristalelor.

Un exemplu tipic de izomorfism îl constituie seria carbonaților romboedrici: calcita ($CaCO_3$), magnezita ($MgCO_3$), rodocrozita ($MnCO_3$), smithsonita ($ZnCO_3$), sideroza ($FeCO_3$). Toți carbonații acestei serii cristalizează în sistemul trigonal (romboedric) și clivează deosebit de bine după fața de romboedru $(10\bar{1}1)$. Ungiul planelor de clivaj la toți carbonații izomorfi este aproape același. În aceeași serie intră și dolomita $(CaMg)(CO_3)_2$, carbonat foarte răspîndit în natură, cu compoziție intermediară între aceea a calci-

tei și a magnezitei la care unghiul dintre muchiile respectie are, de asemenea, o valoare intermediară între valoarea unghiului calcitei și cea a unghiului magnezitei.

Importanță deosebită în formarea structurilor cristaline izomorfe are însă relația dintre dimensiunile razelor atomice sau ale razelor ionice.

În natură se cunosc cazuri de izomorfism perfect în orice proporție însă cu mult mai complicate la compușii de tranziție ai seriei izomorfe continue a feldspaților plagioclazi, albit-anortit (feldspați calcosodici, triclinici):

Feldspat sodic (albit)	Feldspat calcic (anortit)
$NaAlSi_3O_8$	$CaAl_2Si_2O_8$

Trecerea de la albit la anortit se realizează prin substituția grupei de atomi Na^{+1} Si^{+4} din compoziția albitului, cu grupa Ca^{+2} Al^{+3} din compoziția anortitului, unde se poate vedea că suma valențelor în ambele grupe ce se substituie, este egală cu 5.

În afară de influența razei ionice, în fenomenele de izomorfism trebuie luate în considerație și proprietățile de polarizare ale ionilor care, după cum se știe, pot modifica dimensiunile ionice. Astfel, nu poate exista izomorfism între ionii de Cu monovalent și Na, deși cuprul are raza ionică 0,96 Å și Na 0,98 Å deoarece proprietățile de polarizare ale ambilor ioni sînt prea diferite.

În afară de așa-zisul izomorfism izovalent, bazat pe înrudirea chimică dintre elemente după coloanele verticale ale sistemului periodic, sau pe radicalii de aceeași valență, se cunosc cazuri de izomorfism între elemente cu valențe diferite. În astfel de cazuri substituția se face în așa fel încît suma valențelor pozitive să fie egală cu suma valențelor negative.

Cantitativ substituția izomorfă a ionilor, poate fi foarte variată; astfel se cunosc cazuri cînd un element are o situație primordială în rețea, iar altul bineînțeles, cu raza ionică apropiată, apare subordonat acestuia ca și cum el s-ar ascunde oarecum, în rețeaua elementului principal. Asemenea cazuri poartă numele de endocriptism (de exemplu: germaniul ascuns în rețeaua silicaților, sau indiul ascuns în rețeaua sulfurii de Zn etc.).

Exemplele de izomorfism sînt numeroase în natură.

Scanned with OKEN Scanner

În ceea ce privește cauzele care conduc la fenomenul izomorfiei, se crede că temperatura și presiunea joacă un rol principal în determinarea gradului de izomorfism. Efectul acestor factori asupra ionilor se face resimțit atît prin mărirea razei ionice cît și prin mărirea puterii de polarizare.

În special, temperatura este factorul care ușurează în mare măsură polarizarea particulelor. S-a arătat astfel că clorurile de sodiu și de potasiu sînt izomorfe la temperaturi ridicate. În condiții de temperatură scăzută acestea nu dau naștere amestecurilor izomorfe.

De asemenea feldspații sodici și potasici la temperaturi ridicate se pot înlocui într-o oarecare măsură. La temperaturi scăzute, se produce un dezamestec al acestora avînd ca efect o separare de șuvițe și plaje de feldspat sodic în masa feldspatului potasic, adică ceea ce se numește pertit (fig. 103). Cînd fenomenul este invers adică atunci cînd feldspatul potasic formează șuvițe sau plaje în masa feldspatului sodic, avem de-a face cu antipertit.

Polimorfismul. Polimorfismul este proprietatea unei anumite substanțe de a se prezenta sub forma unor tipuri structurale diferite. Structurile diferite ale aceluiași corp se atribuie unor condiții termodinamice diferite, în care caz compoziția chimică a substanței nu se schimbă.

Prin urmare, în cazul variației condițiilor fizico-chimice trebuie să ne așteptăm la apariția unei substanțe cu diferite structuri cristaline.

În cazul în care aceeași substanță se prezintă sub aspectul a două tipuri structurale se zice că avem de-a face cu un fenomen de dimorfism. Dacă substanța prezintă mai multe tipuri structurale se zice că avem de-a face cu un fenomen de polimorfism. Exemplul clasic din acest punct de vedere îl prezintă carbonul care cristalizează în două modificații diferite: diamantul cubic și grafitul hexagonal. Diamantul se remarcă prin duritate foarte mare (10) cristale de obicei fără culoare, transparente și luciu deosebit de puternic (adamantin).

Grafitul are cu totul alte proprietăți: duritate foarte mică (1) este negru, opac cu luciu metalic. Toate deosebirile în proprietățile de mai sus provin din diferența esențială în structurile celor două minerale.

Scanned with OKEN Scanner

Exemple edificatoare, din acest punct de vedere, se pot întîlni și la alte substanțe, ca de exemplu la sulf cu modificațiile rombică și monoclinică.

Sub forma unor varietăți polimorfe diferite se întîlnesc și combinații mai complexe. Astfel carbonatul de calciu ($CaCO_3$) se întîlnește în natură sub două forme: calcita care cristalizează în sistemul romboedric sau trigonal (fig. 77 *a*) și aragonita cu aceeași compoziție chimică, dar care cristalizează în sistemul rombic (fig.77 *b*).

Proprietățile fizice și chimice ale acestor două forme sînt de asemenea diferite și provin tocmai din structurile lor diferite.

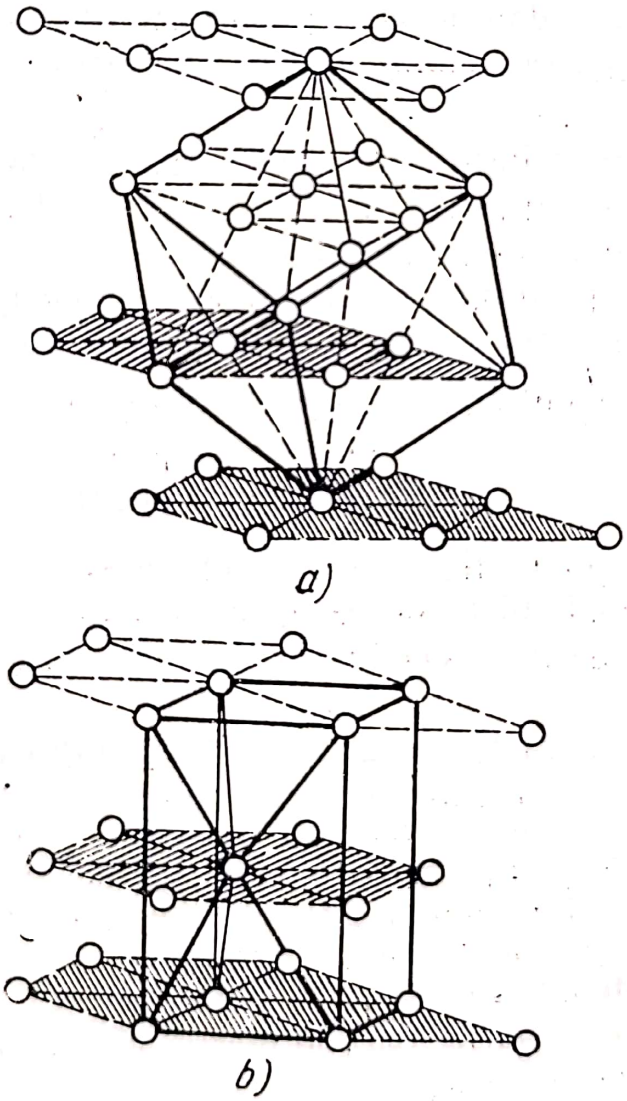


Fig. 77

În fig. 77*a* și *b* pot fi observate clar raporturile structurale ale acestui $CaCO_3$ dimorf.

În natură se cunosc multe exemple de polimorfism [de exemplu bioxidul de titan (TiO_2), bioxidul de siliciu (SiO_2) sulfura de fier (FeS_2), sulfura de zinc (ZnS) etc.].

Varietățile polimorfe se pot tansforma una în cealaltă în anumite condiții de presiune și temperatură.

Transformările polimorfe pot fi reversibile (sau enantiotrope), sau ireversibile (sau monotrope).

Transformările reversibile sau enantiotrope ale unei substanțe au loc la temperaturi date în ambele sensuri; de exemplu sulful la temperatura obișnuită rombic $\rightleftarrows$ 95,6°, monoclinic $\rightleftarrows$ 119,5°, se topește.

Transformarea ireversibilă sau monotropă a unei substanțe, dintr-o modificare în alta, are loc la o anumită temperatură și presiune, însă transformarea inversă care să ducă la modificația inițială nu mai este posibilă; transformarea este deci ireversibilă. Astfel de transformări se numesc și monotrope. De exemplu:

$CaCO_3$ modificație aragonit → calcită,
FeS_2 „ marcasit → pirită,
C „ diamant → grafit.

Forma a doua apare stabilă pentru că în genere structura ei are energia liberă cea mai mică, de asemenea cel mai mic potențial termodinamic, și o dată cu aceasta și cea mai mică tensiune de vapori.

Dacă transformările au loc greu, datorită faptului că cele două varietăți au structuri cristaline esențial diferite și se efectuează încet ca timp, atunci se pot observa în natură ambele varietăți una lîngă alta, purtînd totuși nume diferite, ca de exemplu varietățile de TiO_2 rutilul (tetragonal), anatasul (tetragonal), broockitul (rombic) sau varietățile de Al_2SiO_5, andaluzitul (rombic), silimanitul (rombic), distenul sau cianitul (triclinic).

Temperaturile la care au loc transformările mineralelor în natură pot servi ca termometre geologice.

Scanned with OKEN Scanner

Structurile diferite ale aceleiași substanțe apar în funcție de condițiile termodinamice diferite, care pot influența acțiunea de polarizare a componentelor reticulare, determinînd astfel numeric felul coordinării (tetraedrică, octaedrică etc.) și implicit schimbarea tipului structural.

Pe lîngă condițiile de temperatură, care joacă un rol important din acest punct de vedere, trebuie menționat și presiunea care are un oarecare rol, însă mai secundar.

Scanned with OKEN Scanner

Scanned with OKEN Scanner

STRUCTURA CRISTALELOR

Ipoteze, celule elementare

În structurile cristaline ideale, nodurile rețelei spațiale pot fi ocupate de atomi neutri sau de ioni, sau de grupuri ale acestora: molecule (grup neutru), sau radicali (grup purtător de sarcină).

Elementele geometrice ale cristalelor (colțurile, muchiile și fețele) corespund respectiv nodurilor, dreptelor reticulare sau rețelelor plane care constituie rețeaua spațială.

Într-o rețea spațială se pot întîlni nenumărate plane reticulare cu diverse orientări sau cu densități variabile de particule materiale (fig.78).

Ipoteza lui Haűy. În ceea ce privește forma și natura particulelor care ocupă nodurile rețelelor, Haüy a presupus, pe baza proprietății de clivaj a mineralelor, că acestea ar avea forma unor poliedre extrem de mici (fig.79), numite de el „molecule integrante", și că, în întregime, cristalul ar fi alcătuit dintr-o sumă de asemenea mici poliedre suprapuse și alipite. Forma acestora ar fi aceea a fragmentelor care rezultă din clivajul poliedrului cristalin. Diferitele forme poliedrice ale cristalelor s-ar explica printr-o descrescență a acestor molecule. Ipoteza lui Haüy, din care rezultă continuitatea substanței cristaline, nu a putut rezista criticii, deoarece s-a constatat că în realitate cristalele se comprimă sub influența presiunii și se dilată prin încălzire. Fenomenul nu ar putea să aibă loc în cazul în care cristalul ar fi astfel constituit. Acest fapt a dus însă la concluzia importantă, dovedită experimental, și anume că substanțele solide sînt formate, ca și lichidele și gazele, din molecule despărțite între ele prin spații intermoleculare.

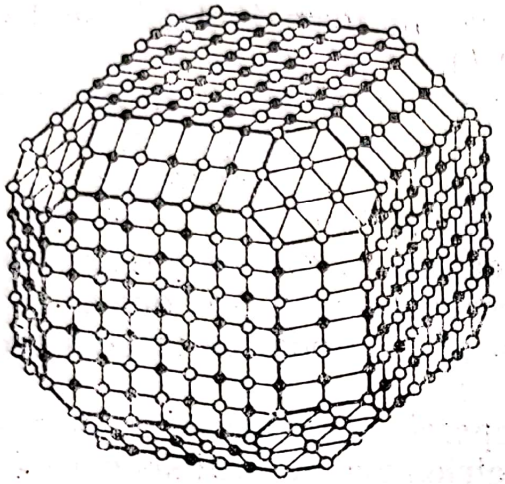


Fig. 78

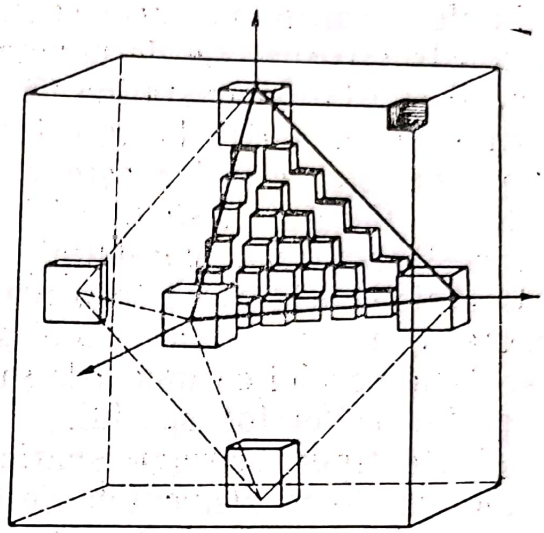


Fig. 79

Ipoteza lui Bravais. În adevăr, mai tîrziu (1850), A. Bravais a arătat că particulele materiale nu pot avea forma poliendrică presupusă de Haüy. Ocupîndu-se însă de problema repartiției centrelor de greutate (materiale) în interiorul corpului cristalin, a ajuns la concluzia că, aceste centre de greutate trebuie să fie la fel așezate ca și nodurile unei rețele spațiale (fig. 80 *a*). Evident dacă moleculele integrante ale lui Haüy sînt înlocuite

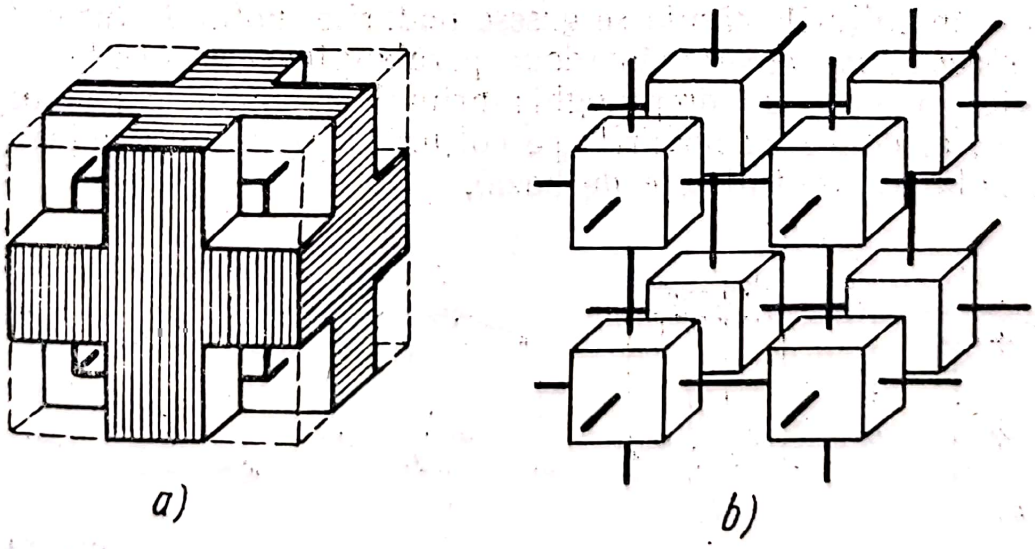


Fig. 80

prin sfere, sau numai prin centrele lor de greutate, se ajunge ușor la construcții spațiale de puncte, care sînt tocmai rețelele spațiale proprii substanței cristaline (fig. 80 *b*).

El a dedus astfel 14 tipuri de rețele spațiale, ce se deosebesc după formele celulelor care rezultă din construcția rețelei spațiale a fiecărui sistem cristalin, zise celule „elementare" sau „generatoare", sau paralelipipede elementare.

Bravais consideră că întreaga rețea cristalină poate rezulta din repetarea la infinit a celulei generatoare printr-o operație de translație paralel cu muchiile sale și proporțional cu mărimea lor, acoperind astfel tot spațiul.

Cele 14 tipuri de rețele spațiale aparțin simetriei claselor planaxiale cu toate elementele de simetrie, ale fiecărui sistem, afară de rețeaua spațială a sistemului triclinic care aparține clasei centrate (de altfel și singura clasă cu toate elementele de simetrie posibile ale sistemului, adică numai cu centru). Ele au fost alese în așa fel încît să satisfacă următoarele condiții: celulele elementare trebuie să corespundă singoniei întregii rețele; numărul muchiilor și unghiurilor drepte dintre muchiile egale ale celulei, să fie maxim; volumul celulei trebuie să fie minim.

Pe sisteme, paralelipipedele elementare ale lui Bravais, corespunzînd relațiilor axiale ale fiecărui sistem, sînt astfel repartizate (fig.81):

La *sistemul triclinic* celula elementară este un paralelipiped triclinic în colțurile căruia se găsesc nodurile, notat *P* (primitiv).

La *sistemul monoclinic* sînt două paralelipipede elementare monoclinice cu baza un dreptunghi: primul cu nodurile pe colțuri notat *P*, al doilea cu nodurile pe colțuri și pe mijlocul fețelor de bază, notat *C* (centrat fețe de bază).

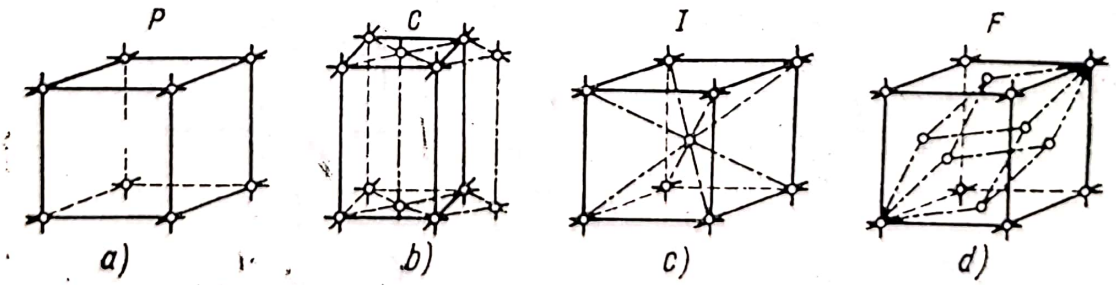


Fig. 81

La *sistemul rombic sau ortorombic* sînt patru paralelipipede elementare: primul cu nodurile pe colţuri, notat *P*, al doilea cu nodurile pe colţuri şi pe mijlocul feţelor de bază, notat *C*, al treilea cu nodurile pe colţuri şi cu un nod intern, notat *I* (centrat intern) al patrulea cu nodurile pe colţuri şi pe mijlocul feţelor laterale, notat *F* (*f*eţe laterale centrate).

La sistemul rombic se mai poate întîlni şi o prismă dreaptă cu baza un romb, care provine din transformarea paralelipipedului elementar de tip *C* sau *F* de mai sus prin considerarea diagonalelor la reţeaua plană de bază, fiind valabilă şi reciproca.

La *sistemul romboedric sau trigonal* este un singur paralelipiped romboedric cu nodurile pe colţuri, notat *R*, (reţea *r*omboedrică). La acest sistem se mai consideră şi prisma hexagonală.

La *sistemul hexagonal* se consideră o prismă dreaptă cu baza un romb, notată *P* şi cu unghiurile de 60°.

Dacă se aşază însă patru astfel de prisme *P* aşa fel ca una din muchiile verticale ale prismei rombice să fie comună pentru toate prismele *P*, rezultă o prismă hexagonală cu nodurile pe colţuri şi cu cîte un nod pe mijlocul feţelor de bază, notată *C*. Dar există şi prisma hexagonală simplă cu nodurile numai la colţuri.

La *sistemul tetragonal* (sau patratic) sînt două paralelipipede elementare cu baza un patrat: primul cu nodurile pe colţuri, notat *P*, al doilea cu nodurile pe colţuri şi cu un nod intern notat *I*.

La *sistemul cubic* sînt trei paralelipipede cubice: primul cu nodurile pe colţuri notat *P*, al doilea cu nodurile pe colţuri şi cu un nod intern notat *I*, al treilea cu nodurile pe colţuri şi pe mijlocul feţelor notat *F*. Totuşi nu toate paralelipipedele elementare ale sistemului cubic reprezintă întotdeauna cele mai mici ochiuri ale reţelei (fig. 81 *d*). Astfel la cubul *F*, dacă se unesc nodurile prin care trece un A^3 şi cu cele de pe mijlocul feţelor, se formează un romboedru, care are o simetrie mai mică decît a cubului şi un volum mult mai mic (îndeplinind astfel una din condiţiile Bravais). Acestea fiind reţelele de tip *P*, *C*, *I*, sau *F*, se pot întrepătrunde creînd astfel posibilităţile de aranjarea particulelor componente în spaţiul cristalin după 230 de grupe spaţiale, repartizate celor 32 de clase de simetrie. Particulele componente ale reţelelor cristaline sînt tocmai ionii, atomii sau grupuri de ale acestora constituind tocmai tipurile de reţele ce au fost deja examinate.

Scanned with OKEN Scanner

ROENTGENOMETRIA CRISTALELOR

Determinarea structurii interne a cristalelor

Studiul structurii interne a cristalelor se face cu ajutorul radiațiilor X. Acestea sînt de natură electromagnetică, ca și radiațiile luminoase, dar au lungimi de undă mult mai mici. Din această cauză fenomenele de difracție a radiațiilor X nu se produc pe rețelele folosite pentru radiații luminoase, decît doar sub incidența razantă. Pentru a pune însă în evidență difracția la radiațiile X, se folosesc rețele cristaline (ideea aparține lui Max von Laue), întrucît parametrul unei rețele cristaline și lungimea de undă a radiațiilor X sînt de același ordin de mărime.

Pe de altă parte, analizarea cristalelor cu ajutorul radiațiilor X permite să se determine ușor numărul atomilor care compun celula generatoare, componenta de translație sau componenta de alunecare a structurii respective, precum și complexul reticular, după care se pot apoi determina și alte caractere structurale ale cristalelor, ca de exemplu grupa spațială și alte constante ce aparțin structurii interne. Determinarea parametrilor rețelelor prin metoda difracției radiațiilor X, precum și calculul pe baza altor premise, dau rezultate concordante de ordinul 10^{-8} cm.

Difracția radiațiilor X

Să considerăm într-un cristal un șir de atomi A_1, A_2, A_3, ... (fig. 82). Dacă pe atomii A_1 și A_2 cade un fascicul format din radiații paralele M_1A_1, M_2A_2, atunci, pentru a obține unde difractate

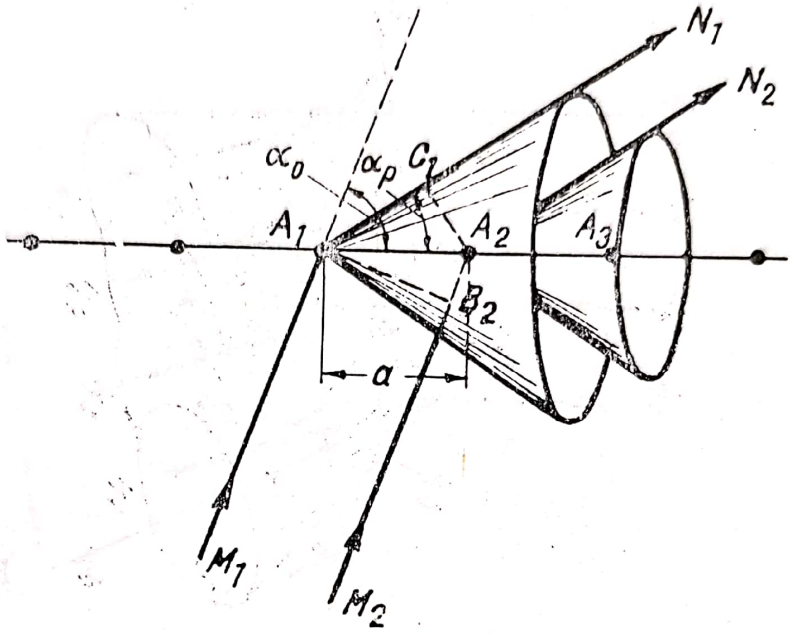


Fig. 82

în direcțiile A_1N_1, A_2N_2, diferența de drum dintre cele două radiații $M_1A_1N_1$ și $M_2A_2N_2$, trebuie să fie un număr întreg de lungimi de undă (λ). Deoarece $M_1A_1 = M_2B_2$ și $C_1N_1 = A_2N_2$, putem scrie că $\overline{A_1C_1} - \overline{B_2A_2} = p\lambda$, unde p este un număr întreg, iar λ — lungimea de undă.

Notăm distanța $A_1A_2 = a$, unghiurile dintre direcția șirului de atomi și radiația incidentă cu α_0, iar unghiurile dintre șirul de atomi și radiația difractată cu α_p; din figură se vede că $A_1C_1 = a \cos \alpha_p$ și că $B_2A_2 = a \cos \alpha_0$. Introducînd aceste valori în relația de mai înainte se obține:

$$a (\cos \alpha_p - \cos \alpha_0) = p\lambda,$$

relație numită condiția Laue pentru un șir reticular. Coeficientul p se numește ordinul de difracție.

Evident, radiațiile difractate se pot propaga în spațiu în toate direcțiile. În acest caz, totalitatea radiațiilor difractate de un atom va forma un con, a cărui axă va fi șirul de atomi, iar deschiderea lui va fi unghiul α_p. Pentru diferite valori ale lui p, obținem o serie de conuri coaxiale cu deschideri diferite.

Scanned with OKEN Scanner

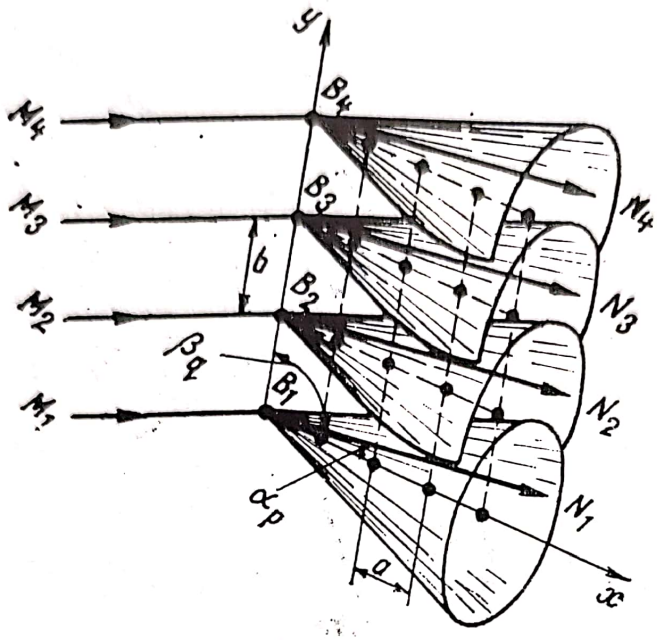


Fig. 83

În cazul difracţiei pe reţele plane (fig. 83) trebuie îndeplinite concomitent două condiţii Laue [1]:

$$a\,(\cos\alpha_p - \cos\alpha_0) = p\lambda,$$

$$b\,(\cos\beta_q - \cos\beta_0) = q\lambda$$

unde:

a şi b sînt distanţele dintre atomi de-a lungul a două axe Ox, Oy;

α_0 şi β_0 sînt unghiurile formate de direcţia radiaţiei incidente cu axele Ox şi respectiv Oy, iar

α_p şi β_q sînt unghiurile formate de direcţia radiaţiei difractate cu axele Ox şi respectiv Oy.

Fiecărei condiţii Laue îi corespunde un con, deci pentru fiecare atom va exista cîte o pereche de conuri care se vor intersecta după două drepte simetrice faţă de planul reţelei (fig. 84).

[1] Pentru calcule mai amănunţite a se vedea Gh. Mastacan, Al. Ciocănel, *Studiul cristalelor cu raze X*, Ed. Tehnică, Bucureşti 1962, p. 272.

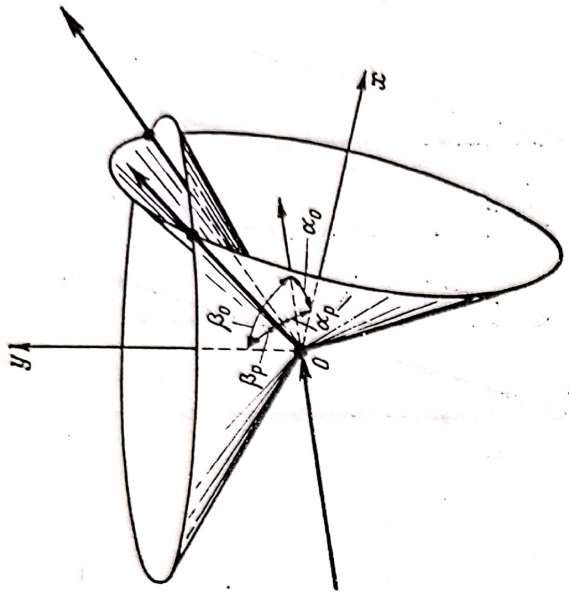


Fig. 84

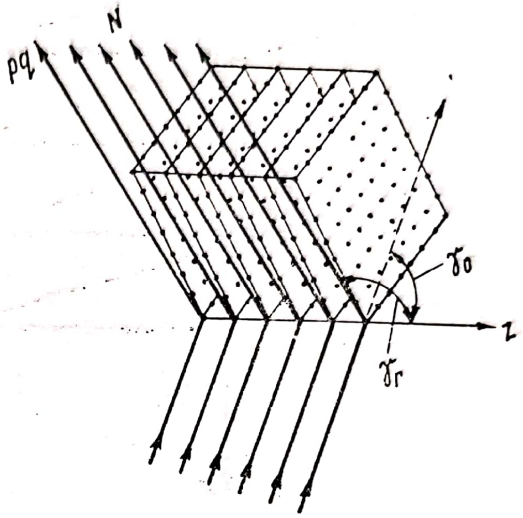


Fig. 85

În sfîrșit, în cazul unei rețele spațiale tridimensionale (fig. 85) trebuie îndeplinite concomitent trei condiții Laue:

$$a\,(\cos\alpha_p - \cos\alpha_0) = p\lambda,$$
$$b\,(\cos\beta_q - \cos\beta_0) = q\lambda,$$
$$c\,(\cos\gamma_r - \cos\gamma_0) = r\lambda,$$

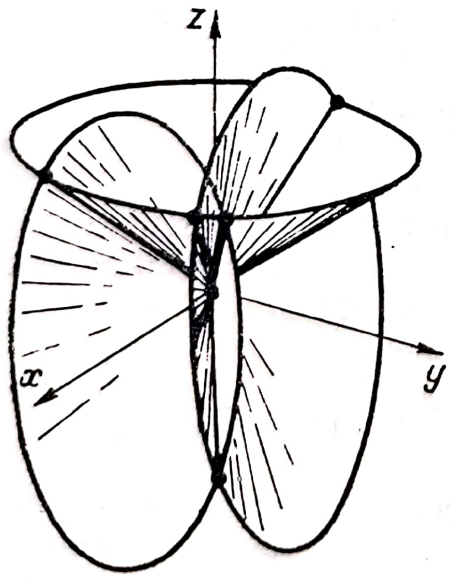


Fig. 86

unde a, b, c, α_p, β_q, γ_r, α_0, β_0, γ_0, p, q, r, au aceleași semnificații, însă respectiv față de trei axe Ox, Oy, Oz. Fiecărei perechi de condiții Laue îi corespunde o pereche de conuri, deci pentru fiecare atom va exista o intersecție a trei perechi de conuri (fig. 86).

Relația care înlocuiește aceste condiții Laue și care stabilește deci o legătură între unghiul de reflexie, distanța dintre planele rețelei și lungimea de undă a radiației, se numește ecuația Bragg-Wulf și are forma:

$$2d_{hkl}\sin\theta = n\lambda,$$

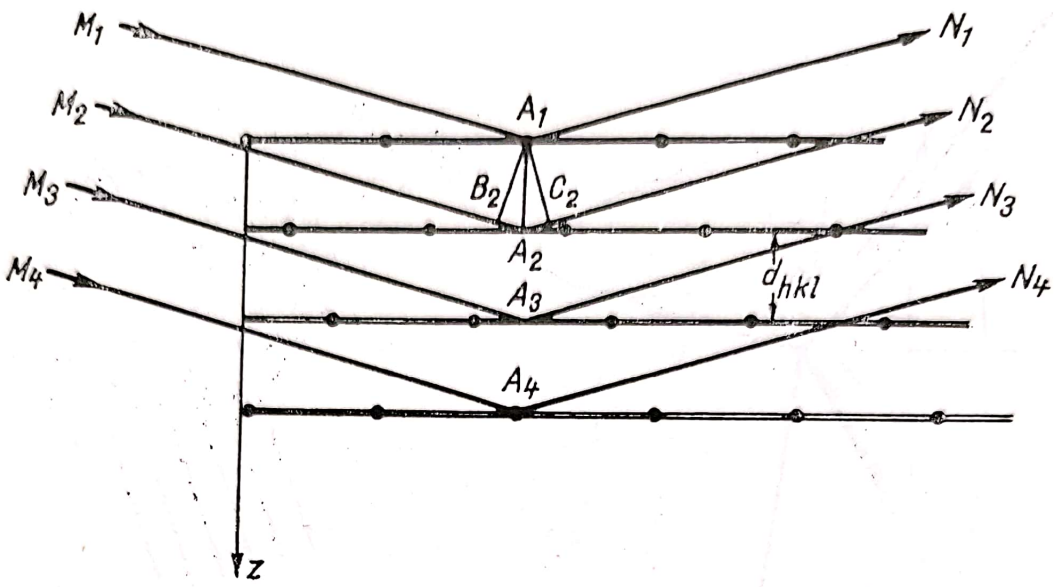


Fig. 87

unde h, k și l sînt indicii planului, θ este unghiul de reflexie (dintre radiația incidentă și planul rețelei), iar $n = 1, 2, 3, \ldots$ este ordinul de difracție.

Între indicii de difracție p, q, r, indicii planului (h, k, l) și ordinul n de difracție există relațiile: $p = nh$, $q = nk$, $r = nl$.

Difracția în cristale reale

În demonstrațiile de pînă acum ne-am servit de rețele care aveau în noduri același tip de atomi. În realitate cristalele naturale au nodurile constituite din ioni, atomi, molecule complexe, care suferă diferite deplasări în rețea și care pot produce schimbări în spectrele de difracție, ca de exemplu: schimbări de intensitate a liniilor, lărgirea maximelor de difracție etc.

Metode de studiu ale structurilor cristaline

Metodele de studiu ale structurilor cristaline se bazează principial pe orientarea rețelei cristaline față de fasciculul incident sau pe alegerea radiației incidente monocromatice sau policro-

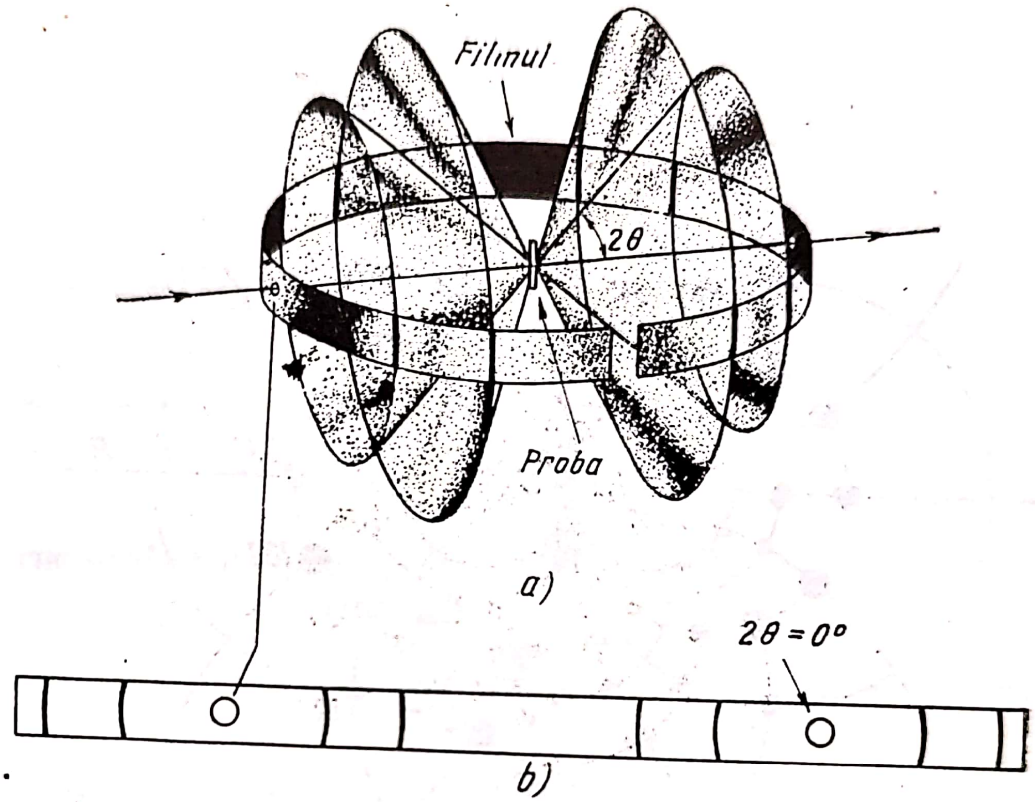


Fig. 88 .

matice în funcție de natura materialului de studiat și de scopul urmărit.

Aparatele cu ajutorul cărora se înregistrează pe filmul fotografic figurile de difracție (fig. 88) se numesc camere de difracție.

Metoda Debye-Scherer și *Hull* sau *metoda pulberilor* cristaline este foarte des utilizată pentru determinarea parametrilor geometrici ai cristalelor (a, b, c, și α, β, γ). Această metodă a devenit astăzi cea mai utilizată atît în știință cît și în tehnică. Se obțin diagrame ca cea din fig. 88. Se mai utilizează și alte metode ca de exemplu: *metoda Laue* bazată pe teoria de mai sus, în care sursa ce se utilizează este un fascicul de radiații X policromatice emise de un tub Roentgen cu anticatod de tungsten. Se obțin diagrame ca cea din fig. 89, care reprezintă lauegrama clorurii de potasiu, în proecție stereografică.

Metoda Bragg utilizează din contră un fascicul de radiații monocromatice, a căror lungime de undă depinde numai de natura anticatodei (una din radiațiile caracteristice).

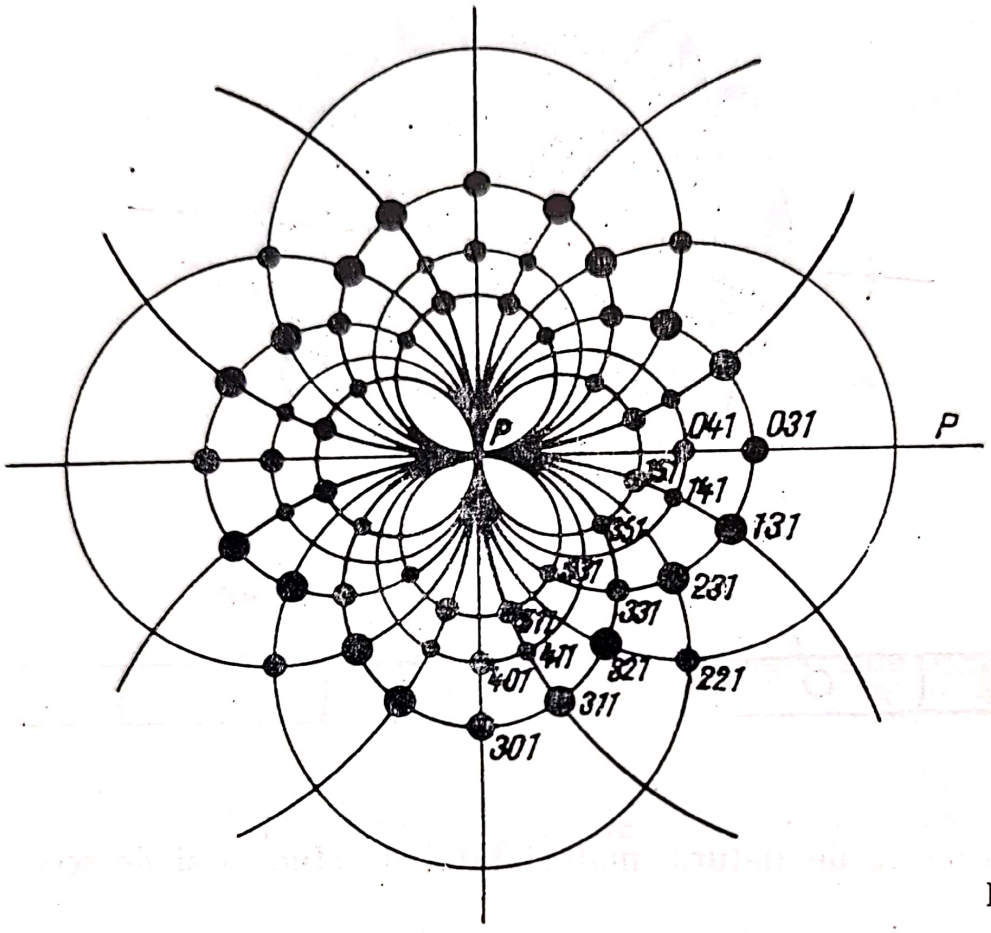


Fig. 89

Ultimele două metode sînt mai puţin avantajoase decît prima, deoarece ele necesită numai cristale suficient de dezvoltate şi cu o orientare cristalografică bine cunoscută.

Evident, interacţiunea dintre radiaţia X şi componentele reţelei cristaline a dus la cunoaşterea în aceeaşi măsură a naturii radiaţiei şi a reţelei cristaline. Efectele acestei descoperiri sînt extraordinar de importante în special în studiul cristalografiei. Dar metodele roentgenografice şi roentgenoscopice au o largă răspîndire şi în alte domenii ştiinţifice şi tehnice: mineralogie, chimie, fizică, metalurgie, construcţii de maşini, medicină, industrie alimentară etc.

Scanned with OKEN Scanner

MINERALOGIE CHIMICĂ

Formarea mineralelor și metodele de cercetare în laborator X

Stări structurale sub care se prezintă mineralele în natură

În mod natural, mineralele se pot prezenta în scoarța terestră sub două stări structurale: cristalizate sau amorfe.

Mineralele cristalizate pot să ia naștere din topituri naturale (magme — lave) sau din soluții apoase juvenile (produse de degazeificare, datorită procesului de diferențiere magmatică dintr-o perioadă hidrotermală) sau vadoase (rezultate din infiltrarea în scoarță a apelor superficiale provenite din precipitații).

Apele juvenile și cele vadoase acționează în scoarța terestră ca dizolvanți cu sau fără reacție chimică, sau ca medii de transport din care se pot face și depuneri.

Dacă o oarecare soluție juvenilă sau vadoasă reacționează cu elementele componente ale unor minerale, sau ale unor agregate de minerale, se poate întîmpla ca elementele soluției să substituie în parte sau total, elementele mineralului sau agregatului, luînd naștere minerale noi sau agregate de minerale noi. Astfel de reacții se numesc de substituție sau metasomatice, cînd se modifică caracterul chimico-mineralogic păstrîndu-se volumul și textura agregatului. Ele se efectuează prin înlocuiri moleculare. De exemplu:

$$CaCO_3 + \begin{cases} H_2O \\ H_2SO_4 \end{cases} = CaSO_4 \cdot 2H_2O + CO_2$$

calcit — soluție acidă — gips

sau

$$ZnS + \begin{cases} H_2O \\ CuSO_4 \end{cases} \longrightarrow CuS + \begin{cases} H_2O \\ ZnSO_4 \end{cases}$$

Blendă + soluție de sulfat de cupru → Covelină + soluție de sulfat de zinc

În natură mineralele cristalizate pot apărea uneori și în urma procesului de sublimare. Astfel, în regiunile vulcanice, emanațiile gazoase depun direct, prin sublimare, sub formă de cristale în crăpăturile craterelor sulful, realgarul, blenda, galena, apoi clorurile de Na, K, NH_4 etc.

Primele două medii sînt numite într-un cuvînt soluții. Soluțiile sînt dispersii ale unei substanțe solide, lichide sau gazoase, într-un mediu de dispersie, care poate fi și el solid, lichid sau gazos.

Soluțiile pot fi electrolite (reale) și coloidale. Soluțiile reale sînt acelea în care faza dispersă se găsește în mediul de dispersie, sub formă de molecule sau ioni sub 1 Å. Pentru ca din soluții electrolite să poată avea loc o depunere de cristale soluțiile trebuie să fie suprasaturate și să aibă o anumită temperatură, sau să fie supuse unui proces de electroliză, sau, în sfîrșit, prin alte căi.

Morfologia unui cristal născut din asemenea soluții este în funcție de: mediul de dizolvare și de substanțele existente încă în soluție, de intensitatea curenților de concentrare, de temperatură și în sfîrșit de poziția cristalului față de mediul suport.

Mineralele amorfe

Întrucît mai înainte ne-am ocupat de formarea și mecanismul creșterii cristalelor din soluții electrolite, nu apare lipsit de interes să prezentăm și formarea mineralelor din soluții coloidale — disperse — pentru că mai ales în formarea soluțiilor naturale coloidale, rolul de seamă îl joacă reacțiile chimice în medii apoase care determină procese de oxidare, reducere, condensarea moleculelor și mai ales descompunerea prin reacțiile de schimb*. De asemenea este important să reținem că pentru formarea coloizilor sau a sis-

* Vezi A.G. Betehtin, *Curs de Mineralogie*, Ed. Tehnică, 1953.

temelor disperse la partea cea mai superficială a scoarței pămîntului un rol important revine și proceselor biochimice. Adoptarea termenului de „grad de dispersiune" a permis să se studieze și să se coordoneze sistematic, din acest punct de vedere, un număr mare de sisteme foarte diferite: roci, soluri, suspensii, tulbureli, aliaje, materiale poroase etc.

Chiar la dizolvarea cristalului, cînd sistemul *heterogen cristal-lichid* trece într-un sistem *omogen-soluție* s-a observat cu ajutorul ultramicroscopului particule coloidale care dispar repede. Același fenomen se observă și în procesul invers — cristalizarea. Aceasta face să se întărească de la început convingerea că și la acest punct de trecere apare, ca stare intermediară un sistem dispersat coloidal.

Dar ce sînt soluțiile coloidale? Acestea sînt niște soluții care se separă prin dializă, nu cristalizează și se separă sub forma unei mase amorfe (cleioase) spre deosebire de soluțiile denumite electroliți care difuzează ușor prin membrane (dializă), nu sînt reținute de dializor și cristalizează.

Coloizii apar prin urmare ca niște sisteme eterogene constituite dintr-o fază dispersă, micelii (particule foarte fine ale unei substanțe oarecare) și dintr-un mediu de dispersiune, o masă oarecare. Faza dispersă conține particule ale căror dimensiuni variază între 10^{-4} și 10^{-6} mm, invizibile la microscop obișnuit, avînd totuși dimensiuni cu mult mai mari decît ale ionilor și moleculelor. Într-o asemenea particulă foarte fină pot să existe pînă la sute de molecule dintr-un compus oarecare legate deja reticular, constituind astfel în mediu dispersat fazele cristaline cele mai mici. În natură cunoaștem agregări ale fazei disperse cu cea a mediului de dispersiune sub cele mai variate combinații ale stărilor: solidă, lichidă și gazoasă. Astfel se cunosc apele tulburi (lichid + solid), nămoluri curative, cristale de sulf nativ cu bitumene lichide dispersate în ele (solid + lichid), calcit roșu cu oxid de fier fin dispersat în el (solid + solid) etc. În soluțiile coloidale tipice (numite încă și pseudosoluții) predomină net mediul de dispersie față de faza dispersă (apele feruginoase galbene-brune). Soluțiile coloidale sînt în general opalescente și uneori transparente și chiar omogene cînd sînt privite cu ochiul liber, încît nu pot fi deosebite de soluțiile reale (ionice sau moleculare). Gelurile rezultă din precipitarea soluțiilor coloidale (solurile). Faza dispersă se gă-

Scanned with OKEN Scanner

seşte în aceste geluri în cantitate foarte mare, iar mediul de dispersie pare că ar ocupa puţinul spaţiu liber rămas printre particulele dispersate, încît se prezintă ca şi cum particulele fazei disperse ar fi lipite, formînd mase cleioase, gelatinoase cum este cazul uneori în natură al noroiului, opalului (gel de silice), limonitului (gel de hidroxid de fier) etc.

Considerînd mediul de dispersie diferit: apa, aerul, o topitură (pirosoluţii) sau o substanţă cristalină oarecare, putem distinge respectiv hidrosoli şi hidrogeluri, aerosoli şi aerogeluri; pirosoli şi pirogeluri, cristalosoli şi cristalogeluri. Dintre acestea în scoarţa terestră cel mai important rol îl joacă hidrosolii, hidrogelurile şi cristalosolii.

Hidrosolii se obţin în natură prin pulberizarea în apă a particulelor foarte fine rezultate prin fenomenul de abraziune a rocilor şi mineralelor în urma acţiunii forţelor dinamice. Prin faptul că toate particulele coloidului posedă aceleaşi sarcini electrice, uşor captate prin adsorbţia ionilor aflaţi în soluţie, se explică uşor de ce se găsesc toate în suspensie (respingere reciprocă) în mediul de dispersie. Avînd în vedere această calitate a particulelor de a poseda toate aceeaşi sarcină, se poate conchide, pe de o parte, că faza dispersă poate fi considerată ca un mare ion (macroion) iar pe de altă parte că mediului de dispersiune nu i se pot atribui calităţile unui solvent, în sensul obişnuit al cuvîntului, deşi poate să conţină anumiţi compuşi disociaţi. Natural că problema privită prin prisma energiei suprafeţei specifice (suprafaţa totală a particulelor dispersate în unitatea de volum) capătă o importanţă deosebită deoarece energia superficială legată de ea capătă şi ea o valoare foarte mare. În acest fel se explică foarte multe proprietăţi fizice şi chimice ale formaţiunilor coloidale des folosite în scopuri practice.

Dimensiunile mult mai mari ale particulelor fazei disperse, în comparaţie cu ionii explică de ce fenomenele de difuzie în soluţii coloidale se manifestă mult mai slab faţă de soluţiile adevărate. Acest fapt se lasă uşor remarcat în compoziţia şi structura foarte neomogenă a mineralelor formate din soluţii coloidale.

Hidrogelurile naturale se formează frecvent prin coagularea în medii apoase a hidrosolilor atunci cînd încep să-şi piardă sarcina electrică.

Scanned with OKEN Scanner

În natură procesul este posibil ca urmare a unor serii de reacţii. Astfel, prin adăugare de electroliţi, cum ar fi de exemplu depunerile de mîluri ce se fac la gurile marilor fluvii, care aduc cu ele soluţii coloidale. Acestea, în contact cu apele marine, care conţin săruri dizolvate, joacă rol de electroliţi şi coagulează mîlurile pe care le depun în delte şi în zonele litorale ale bazinelor marine.

Neutralizarea reciprocă a soluţiilor coloidale cu sarcini opuse conduce în natură la formarea gelurilor mixte, de tipul limonitelor bogate în silice coloidală.

Prin pierderea mediului de dispersie (a apei) din cauza evaporării, cu care ocazie creşte concentraţia electroliţilor conţinuţi în soluţie se depun de asemenea mîluri şi noroaie în lacurile pe cale de secare. Mai există şi alte cauze cum ar fi de ex.: variaţia factorilor fizici sau altele *.

În natură mai sînt posibile şi alte procese de coagulare mai subtile ca de exemplu în cazul pereţilor umezi ai spaţiilor capilare din roci, care, din cauza constantei dielectrice ridicate a apei, se încarcă cu electricitate negativă (ioni $(OH)^{-1}$). Acestea determină precipitarea, din soluţiile coloidale, care circulă pe suprafeţe sau prin crăpături, ale particulelor cu sarcini pozitive, sub formă de flocule sau eflorescenţe. Aşa este cazul calcarelor, al fisurilor din calcare sau în sfîrşit al altor roci, care prin depunerea floculelor de hidroxizi de fier pe suprafeţele sau fisurilor lor capătă o culoare brună.

De asemenea mai este posibil ca în timpul metasomatozei ce se efectuează pe seama unor roci, care reacţionează uşor cu soluţiile de săruri chimic active, să se formeze soluţii coloidale care să coaguleze imediat: cazul malachitului (carbonat bazic de cupru) care se formează în calcarele din apele încărcate cu sulfat de cupru.

S-a constatat că în laboratorul naturii formarea gelurilor este legată în multe cazuri de activitatea bacteriilor, care desfăşoară un larg proces de depunere a gelurilor de origine organică. Astfel unele bacterii denumite ferobacterii, depun hidroxizi de fier coloidal (limonită) şi altele, din apele marine sau continentale.

Din punctul de vedere al afinităţii faţă de apă se disting coloizi *hidrofili*, care au capacitatea de a se acoperi la suprafaţă cu un strat molecular de apă şi *hidrofobi* cei care nu posedă această pro-

* Vezi V. C. Papiu, *Petrografia rocilor sedimentare*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti, 1960.

prietate. Gelurile formate din coloizi hidrofili pierd cu timpul apa deshidratîndu-se.

Unele geluri, sînt capabile, prin adăugarea unui mediu de dispresiune să se umfle devenind ca gelatina sau să treacă din nou în soli, cînd procesul poartă numele de *peptizare*. Însă spre deosebire de gelurile organice aproape toate gelurile anorganice sînt ireversibile, adică nu se transformă în soli.

Coloizii posedă proprietatea de adsorbţie selectivă. Astfel substanţele argiloase absorb mai ales cationi de potasiu şi de elemente radioactive, gelul bioxidului de mangan, cationi de Ba, Li, K, care se întîlnesc apoi în gelurile depunerilor respective dar nu absoarbe anioni.

Considerînd din punct de vedere al proprietăţilor fizice ce le posedă coloizii, constatăm că aceştia se afirmă prin energie superficială foarte mare şi forţe electrice legate de ea, nu prin proprietăţi vectoriale, sau afinităţi chimice ca la structurile cristaline. Coloizii pot să ia naştere în cele mai variate condiţii fizice şi chimice, orice substanţă putînd fi obţinută sub formă coloidală. Dat fiind că ei reprezintă amestecuri mecanice de substanţe diferite (faza dispersă şi mediul de dispersie) teoretic vorbind se pare că depunerile coloidale nu pot fi considerate ca minerale separate, independente; dar după caracterele exterioare nediferenţiindu-se de minerale întru nimic, le putem considera ca atare. Deşi mai înainte gelurile erau încadrate în ceea ce se denumeşte minerale amorfe, astăzi studiile roentgenografice ale acestor substanţe pun în evidenţă frecvent faptul că ele reprezintă în bună parte substanţe criptocristaline. Pentru aceste considerente ele pot trece drept corpuri amorfe omogene.

Şi mai important este că astăzi se vorbeşte insistent de faptul că hidrogelurile formate în urma procesului de coagulare, cu timpul îmbătrînesc, adică timpul, în cursul căruia se produc cele mai variate condiţii, le supune unei schimbări treptate în compoziţie şi structură prin deshidratare naturală cum este cazul hidrogelurilor de silice transformate în opal, sărac în apă.

Studiile roentgenografice făcute asupra gelurilor tipice, atît solide cît şi semisolide, pun în evidenţă structura cristalină a acestor geluri, adică s-au făcut susceptibile de o agregare cristalină. În asemenea situaţie gelurile se numesc metacoloizi.

Mecanismul cristalizării gelurilor constă pur și simplu în reunirea ordonată a fazelor disperse. Evident că în acest fapt rezidă tendința substanțelor de a se încadra în sisteme cu suprafețe specifice minime și deci cu energie superficială minimă.

Factorii esențiali în procesul de recristalizare a gelurilor sînt, ca de altfel în toate procesele naturale, temperatura și presiunea, dar nu trebuie să neglijăm, mai ales în procesele de suprafață, condițiile climatice, care de ex. în ținuturile cu climă uscată și caldă ușurează mult deshidratarea și recristalizarea. Astfel iau naștere eflorescențe pe solurile regiunilor aride, crustele de deșert etc. Sînt fenomene care apar destul de vizibil în special pe spărturile maselor reniforme de geluri, în agregatele fine fibroase cu așezare radiară a indivizilor.

Parageneza mineralelor. Asociațiile de minerale, care s-au născut în urma aceluiași proces și în același timp, sau în general în aceleași condiții genetice, se spune că sînt în parageneză.

Parageneza poate fi: primară, atunci cînd inițial mineralele s-au format printr-un proces de consolidare magmatică, sau cînd ele se depun prin proces de sedimentare sau iau naștere prin metamorfism; și secundară atunci cînd mineralele paragenezei primare apar asociate cu altele rezultate ulterior în urma unui proces fizico-chimic mai complex (de ex. diagenetic, hidrotermal), ce se desfășoară în împrejurări cu totul diferite. Această parageneză poate să aibă un caracter local, sau alteori general, sau chiar uneori să înlocuiască complet parageneza primară.

Analiza fizico-chimică a mineralelor

În afară de proprietățile și metodele fizice enumerate pînă aici, în scopul recunoașterii și determinării unui mineral, ca de exemplu: caracterele exterioare (sistem de cristalizare, habitus, luciu, spărtură, clivaj) sau proprietăți fizice (duritate, densitate, indice de refracție, proprietăți optice etc.), pentru identificarea mineralelor se poate face și analiza chimică calitativă, sau cantitativă.

În acest scop mineralele, care urmează să fie analizate, trebuie mai întîi să fie separate din amestecul în care se găsesc, în mod natural, asociate.

Scanned with OKEN Scanner

Separarea poate fi făcută: pe cale fizică-mecanică, și pe cale chimică.

Pe cale fizică-mecanică pentru separarea mineralelor se folosește ochiul liber, lupa, diferența de densitate a mineralelor față de anumite lichide cu densități mai mari sau mai mici, ca de exemplu bromoform, iodura de potasiu și de mercur, sau se uzează de proprietățile para și diamagnetice ale mineralelor.

O metodă importantă pe cale fizică este și flotația. Aceasta este o metodă hidrogravimetrică și se bazează pe proprietatea specială ce o au mineralele sub formă de pulbere, de a se lăsa antrenate către suprafață, de spuma născută prin agitarea unor uleiuri sau a unor emulsii.

În acest procedeu fenomenele de absorbție, de capilaritate, electrolitice, electrostatice, starea coloidală, gradul de emulsie și mai ales tensiunea superficială exercitată de moleculele corpurilor solide asupra moleculelor anumitor corpuri lichide, joacă unul din cele mai importante roluri. Lichidele întrebuințate în flotație la prepararea minereurilor sînt de obicei uleiurile, apa, petrolul, alcoolii superiori, esterii.

Pe cale chimică, se cunosc metode de separare prin amalgamare, cianurare și solubilizare. Principiile metodelor și modul de lucru sînt cele obișnuite în chimie.

După ce mineralele au fost separate și purificate, prin una sau alta din metodele enunțate, se trece la analiza lor chimică. Analiza chimică poate fi efectuată în scopul de a determina natura elementelor care intră în compoziția mineralelor, adică analiza calitativă sau, în scopul de a determina raportul dintre elementele constitutive, adică analiza cantitativă.

Pentru analiza calitativă a mineralelor se întrebuințează metode chimice și fizice.

Metodele chimice pot fi: pe cale uscată sau pirognostică. Această metodă are la bază modul de comportare al mineralelor la temperaturi înalte (oxidare-reducere) sau la fuziune. Metoda permite o execuție rapidă și necesită ustensile simple și reactivi puțini, putîndu-se utiliza chiar pe teren.

Pe cale umedă. În această metodă se solubilizează mineralul cu diferiți solvenți, ca de exemplu H_2O, HCl, HNO_3, sau un amstec pe HCl + HNO_3, sau se dezagregă cu carbonați alcalini, bisulfit

de potasiu, borax sau hidraţi alcalini şi soluţia se tratează apoi după metodele chimiei analitice calitative.

Pentru o analiză calitativă a mineralelor se mai poate folosi şi metoda microchimică. Aceasta constă din urmărirea reacţiilor chimice care se fac asupra mineralului cu diferiţi reactivi pe o lamă de sticlă sub microscop.

Metodele fizice pot fi:

— *Metoda optică* (descrisă anterior).

— *Metoda spectroscopică.* Ea constă din recunoaşterea mineralelor după spectrele elementelor ce le compun. Prin această metodă care a devenit şi o metodă cantitativă, s-au cercetat pămînturile rare şi substanţele radioactive. Metoda este avantajoasă, precisă şi rapidă.

— *Analiza chimică prin emisie.* În ultima vreme se poate determina compoziţia chimică a unui mineral cu ajutorul radiaţiilor X, prin aşa-zisa metodă „analiza chimică prin emisie". Avantajele acestei metode faţă de metodele spectroscopice din vizibil şi ultraviolet sînt: utilizarea unor cantităţi foarte mici de substanţă, rezultate simple şi exacte, rapiditatea analizei şi recuperarea completă a probei.

Această metodă tinde să înlocuiască astăzi chiar pe toate celelalte metode cunoscute.

— *Analiza termică.* Metoda constă în obţinerea unor curbe de încălzire (sau de răcire) ale substanţei de analizat şi stabilirea unor maxime, respectiv endo şi exoterme, cu ajutorul unui termocuplu diferenţial în funcţie de transformările fizice şi chimice produse în substanţă prin creşterea temperaturii.

De obicei, metoda se utilizează la studiul maselor criptocristaline sau al pulberilor fine, pentru determinarea mineralelor hidratate, carbonatate.

Pentru analiza cantitativă a mineralelor se utilizează metodele clasice din chimia analitică. În afară de acestea se mai utilizează astăzi, cu perspective foarte frumoase şi *metodele fizice*, ca de exemplu metoda de mai sus cu radiaţii X, prin emisie. Aceasta, spre deosebire de analiza calitativă, este mult mai delicată şi se reduce în fond la o problemă de fotometrie, adică la măsurarea intensităţii liniilor obţinute pe o diagramă specială.

Scanned with OKEN Scanner

Tot cu ajutorul radiațiilor X se poate face astăzi, foarte bine, o analiză chimică cantitativă prin absorbție, uzînd de formula:

$$I = I_0 e^{-\mu d}$$

în care:

I_0 este intensitatea fasciculului de radiații X, măsurată fără absorbant;
d — grosimea stratului;
μ — un coeficient liniar de absorbție;
I — intensitatea măsurată după introducerea substanței.

Odată determinată compoziția chimică centezimală a unui mineral se poate stabili ușor și formula lui neglijîndu-se eventualele impurități. Astfel: mineralul burnonit constituit din Cu, Pb, Sb, S, supus la o analiză chimică cantitativă, dă următoarele rezultate:

Cu	13,06
Pb	42,88
Sb	24,34
S	19,76
	100,04

Aceste procente se împart apoi prin greutatea lor atomică, obținîndu-se numărul relativ de atomi de cupru, plumb, stibiu și sulf pe care îi conține burnonitul:

$$\text{Cu} \ldots\ldots \frac{13,06}{63,2} = 0,207$$

$$\text{Pb} \ldots\ldots \frac{42,88}{206,4} = 0,208$$

$$\text{Sb} \ldots\ldots \frac{24,34}{120} = 0,203$$

$$\text{S} \ldots\ldots \frac{19,76}{32} = 0,617$$

În urma acestor operații se vede că pentru trei atomi de sulf corespunde cîte un atom de Cu, Pb, Sb. Formula moleculară a burnonitului va fi deci Cu, Pb, Sb, S_3.

În alte analize mai complicate, formula se dă de obicei sub formă de oxizi bazici și de anhidride acide. Astfel pentru ortoză, formula poate fi redată prin $K_2O\ Al_2O_3\ SiO_2$ în loc de formula generală $KAlSi_3O_8$.

MINERALOGIE SISTEMATICĂ

Clasificarea mineralelor și caracterele lor

Studiile ce s-au făcut, în ultima vreme și mai ales cercetările roentgenografice asupra mineralelor au permis mineralogiei să-și găsească o clasificare logică, bazată pe compoziția chimică și structura cristalelor.

O consecință importantă a acestor realizări, este legătura care s-a stabilit între caracterele morfologice ale cristalelor, proprietățile fizice și caracterele structurii cristaline.

Clasificarea mineralelor bazată pe aceste criterii este: elemente chimice native; sulfuri și combinații asemănătoare; săruri halogenate; oxizi și hidroxizi; săruri oxigenate.

Elemente native

Din studiile făcute rezultă că în scoarța terestră se găsesc în stare nativă peste 30 de elemente chimice, aparținînd în special metalelor. Tot în această clasă intră și gazele nobile din ultima coloană a clasificării periodice, precum și elemente care în natură se găsesc rar în stare lichidă (mercurul și unele amalgame naturale).

Elementele native se remarcă prin structuri cristaline diferite (vezi cap. de cristalochimie), cu legături metalice, manifestînd uneori o tendință de trecere la legături de tip heteropolar și Van der Waals.

Această clasă cuprinde metalele native care au — datorită tipului lor de legături interatomice și în același timp față de toate substanțele naturale — cea mai bună conductibilitate electrică și termică. Cînd sînt șlefuite ele au un luciu metalic puternic adică-

Scanned with OKEN Scanner

au o puternică capacitate de reflexie. Indicii de absorbție a luminii sînt neobișnuit de ridicați, iar indicii de refracție au în general valori mari. Pentru Au, Ag și Cu ei sînt mai mici, însă totuși suficient de mari pentru a le determina o capacitate de reflexie apreciabilă.

Au culoarea de obicei argintie, sau asemănătoare culorii staniului. Aurul constituie însă o excepție remarcabilă de la caracterul general al grupei. Elementele native pot avea valențe mai mari decît cele care rezultă din poziția lor în sistemul periodic (Cu, Au).

Reflexia selectivă a luminii, caracteristică grupului de elemente native, este legată de natura structurii nucleelor atomice ale acestor elemente.

Metalele native au cele mai mari greutăți specifice (în special mineralele elementelor din grupa platinică).

Sînt foarte maleabile. Clivajul nu este bine definit, iar duritatea redusă.

Semimetalele (As, Sb, Bi), caracterizate în general prin rețele cubice deformate, au proprietățile fizice într-o oarecare măsură diferite de proprietățile metalelor tipice. Structurile acestora sînt constituite din suprapuneri de strate de atomi dispuse în foi.

Elementele metaloidice (C și S) se deosebesc complet de elementele metalice tipice prin structurile lor cristaline și prin proprietățile care decurg din aceste structuri.

Elementele native cuprind metalele — din care fac parte aurul, argintul, cuprul, platina, fierul teluric, mercurul, toate cristalizînd în sistemul cubic —, semimetalele — din care fac parte arsenul, stibiul, bismutul, toate cristalizînd în sistemul trigonal; nemetalele (metaloide) din care fac parte carbonul cu cele două forme ale sale, diamantul cubic și grafitul hexagonal și sulful ortorombic.

Sulfuri și combinații asemănătoare

Această clasă, pe lîngă sulfuri, mai înglobează și combinațiile asemănătoare: seleniuri, teluriuri, arseniuri și stibiuri metalice. Componenții sînt în mare parte minerale importante din punct de vedere industrial și au un rol deosebit în compunerea numeroaselor zăcăminte de minerale utile.

Scanned with OKEN Scanner

Cele mai importante minerale din această clasă sînt sulfurile simple și complexe (sulfosăruri). Se consideră că sulfurile constituie cam 0,15 % din greutatea scoarței terestre.

Elementele chimice care dau combinații diferite cu sulful ating cifra de 40; dintre care cele cu care formează combinații tipice sînt: Zn, Pb, Cu, Ag, Sb, Bi, Ni, Co, Mo, Hg.

Se cunosc de asemenea combinații sub formă de seleniuri, și teluriuri de Cu, Ag, Ni, Pb, Bi etc. arseniuri și stibiuri de Ni etc.; nu se cunosc în natură compuși simpli ai Bi. Dacă ne referim la sistemul periodic al elementelor se observă că sulfurile, seleniurile, teluriurile etc., sînt caracteristice elementelor situate aproape exclusiv în partea dreaptă a sistemului periodic.

Combinațiile sulfului cu metalele grele sînt aproape insolubile în apă. Ele pot fi comparate, din punct de vedere chimic, cu combinațiile oxigenului (de exemplu Cu_2O, comparabil cu Cu_2S; HgO comparabil cu HgS; Sb_2O_3 comparabil cu Sb_2S_3 etc).

Sulfurile, telururile și seleniurile simple, apar din punct de vedere chimic, aproape toate, ca derivate de la SH_2, SeH_2, TeH_2, de exemplu: Cu_2S, ZnS, HgS, PbS etc.

Sulfurile simple astfel derivate, pot intra apoi în sulfurile complexe sau pot forma compuși dubli, care din punct de vedere chimic constituie grupa sulfosărurilor. Bisulfurile pot fi considerate ca derivînd de la hidracidul ipotetic S_2H_2.

Structural, sulfurile și compușii înrudiți trebuie considerate ca compuși ionici, cu toate că cei mai mulți se deosebesc de compușii oxigenați tipic ionici, prin multe proprietăți caracteristice, apropiindu-se mai mult de elementele native. Proprietățile metalice se accentuează mai cu seamă la compușii sulfului, seleniului, telurului, pe măsura înlocuirii sulfului cu seleniu sau telur.

Din cauza fenomenului de polarizare, în rețelele acestor minerale, se întîmplă uneori ca electronii ionilor cu sarcini opuse, ce se învecinează în rețea, să se grupeze și mineralul să capete, drept urmare a acestui fapt, un luciu metalic mai pronunțat, o conductibilitate electrică deosebită, sau alteori compușii să apară deficitari în atomii de metal față de atomii de nemetale (metaloizi).

Accentuarea acestor proprietăți se produce mai cu seamă în grupa fierului, pe măsura trecerii de la Mn la Ni și de asemenea la

Scanned with OKEN Scanner

seria As, Sb, Bi, unde, odată cu apropierea de Bi, proprietățile metalice se accentuează.

Genetic majoritatea sulfurilor și compușii lor înrudiți își găsesc originea în zăcăminte de origine hidrotermală. Transportul acestor compuși în soluții hidrotermale a putut avea loc atît sub formă de soluții coloidale în prezența H_2S cît și sub formă de săruri duble, ușor solubile și instabile la temperaturi joase, ca sulfuri alcaline sau sulfohidrații respectivi. Unele sulfuri se formează și în faza pneumatolitică sau lichid magmatic.

Ele se mai pot forma și în rocile sedimentare de natură argiloasă precum și în depozitele bituminoase și cărbunoase, însă în alte condiții. Sulfurile întîlnite des în aceste roci sînt pirita și marcasita ambele cu aceeași formulă FeS_2. Monosulfura feroasă $FeS.nH_2O$ coloidală, este de culoare neagră și pigmentează rocile fine sedimentare depuse în medii neaerisite. Ele se formează în condițiile unui mediu reducător în prezența SH_2 apărut prin descompunerea substanțelor organice în medii anaerobe, lipsite de oxigen și în multe cazuri probabil și în prezența bacteriilor. În condiții de alterare atmosferică, aproape toate mineralele acestei clase trec la faza de sulfați (solubili), hidroxizi, oxizi, carbonați etc., toate minerale caracteristice unei zone de oxidare.

După caractere comune de ordin cristalo-fizic sau chimic, compușii acestei clase se repartizează astfel: grupa sulfurilor simple de tipul R_2S, RS, RS_2, R_2S_2, R_2S_3, cu subgrupa sulfuri de semimetale (realgar As_2S_2, auripigment As_2S_3, ambele monoclinice și stibina Sb_2S_3 ortorombică) și cu subgrupa sulfuri de metale (galena PbS, blenda ZnS și pirita FeS_2, toate cubice, marcasita FeS_2, mispikelul sau arsenopirita $FeAsS$, ambele ortorombice și cinabrul HgS trigonal); grupa combinațiilor asemănătoare: săcărîmbit $AuPb_7(Te\ Sb)_5S_9$ ortorombic și silvanitul $AuAgTe_4$, monoclinic); grupa sulfurilor complexe (sulfosăruri): calcopirita $CuFeS_2$, tetragonală și tetraedritul $Cu_8Sb_2S_7$, cubic.

Săruri halogenate

În această clasă intră mineralele care, în cea mai mare parte, posedă legături tipic ionice. Din această cauză proprietățile lor diferă față de proprietățile elementelor și sulfurilor. Mineralele acestei

clase sînt, din punct de vedere chimic, săruri derivate de la acizii halogenilor, adică HF, HCl, HJ, HBr, sub formă de fluoruri, cloruri, ioduri, bromuri. În afară de aceste săruri simple se mai găsesc în această clasă și săruri hidratate precum și compuși mai complecși care conțin oxidril $(OH)^-$, oxigen, $(O)^{-2}$, radicalii de tipul $(SO_4)^{2-}$ sau de tipul $(JO_3)^-$. Acești compuși oxihalogenați sînt considerați drept forme de tranziție spre compușii tipici oxigenați.

Elementele care formează asemenea combinații sînt situate în partea stîngă a sistemului periodic, mai ales în coloanele întîi și a doua.

În condiții cu totul speciale se formează compușii halogenați ai metalelor grele care au o importanță minimă.

Structural sărurile halogenate sînt caracterizate în general, prin structuri cu legături heteropolare (ionice) tipice.

Compușii halogenați ai metalelor grele dau naștere la structuri cu legături homeopolare (covalente) sau cu legături de tranziție. Structurile cristaline respective imprimă și proprietățile fizice ale sărurilor haloide corespunzătoare.

Mineralele cu legături ionice, sînt în general transparente, incolore, uneori alocromatice, cu indici de refracție mici și prin urmare cu luciu sticlos slab. Au greutate specifică mică și solubilitate foarte mare în apă. Sărurile care au în rețea cationi grei (Cu,Ag) au o puternică tendință de polarizare.

Genetic se constată că în cursul proceselor magmatice, condițiile create nu favorizează concentrarea acestor elemente în cantități mai însemnate; fluorul și clorul existent în unele minerale magmatice, nu se găsesc decît doar ca anioni suplimentari în cîteva minerale, în special în unii silicați și fosfați (de obicei în urma unui metasomtism de contact și în pegmatite).

Hidrotermal se întîlnește de multe ori fluorina CaF_2 și uneori fluorurile de aluminiu. Nu se întîlnesc însă cloruri decît cu oarecari excepții sub formă de cristale microscopice, de exemplu de NaCl incluse în cuarț și galenă. Cloruri se mai pot forma în fazele fumaroliene la degazeificare magmatică (sublimare).

Cantități importante de NaCl și mai rar compuși halogenați de K, Mg și alte metale se formează în condiții exogene, în lagune împreună cu sulfați, uneori cu borați sau cu alți compuși solubili

în apă. Fluorurile se găsesc în cantităţi minimale în depozitele salifere. Apele mărilor şi ale oceanelor sînt cele mai bune colectoare ale clorurilor dizolvate.

După caracterele lor aceste săruri se clasifică în: cloruri (de exemplu sarea gemă NaCl şi silvina KCl şi fluoruri (de exemplu fluorina CaF_2 şi criolitul $AlF_3 . 3NaF$). Toate mineralele acestei clase cristalizează cubic în afară de ultimul, criolitul, care cristalizează monoclinic. Iodurile sînt rare. Au fost recunoscute însă ioduri de ale metalelor ai căror ioni posedă o mare putere de polarizare (Ag, Cu, Hg). Dintre bromuri s-a recunoscut în zonele de oxidare ale zăcămintelor de argint numai bromura de argint.

Oxizi şi hidroxizi

Această clasă cuprinde compuşii care se întîlnesc în natură sub formă de oxizi simpli, precum şi sub formă de diferiţi oxizi hidrataţi de ai metalelor sau ai nemetalelor.

Se cunosc aproximativ 40 de elemente cu care oxigenul formează combinaţii simple naturale.

Litosfera cuprinde aproximativ 17% din greutatea sa oxizi liberi din care 12,6% revin siliciului şi 3,9% fierului sub formă de oxizi şi hidroxizi. Restul se distribuie între oxizii şi hidroxizii de Al, Mn, Ti şi Cr. De asemenea importante cantităţi de oxizi se găsesc în atmosferă sub formă de CO_2 şi vapori de H_2O, mai ales în hidrosferă, unde H_2O este componentul principal.

Structural se constată că mai toţi compuşii acestei clase posedă structuri caracterizate prin legături de tip ionic între particule. În reţeaua cristalină, cationii se învecinează întotdeauna cu anionii de O^{2-} sau de $(OH)^-$ ale căror raze ionice sînt aproximativ egale.

Oxizii simpli pot avea reţele ionice cu un număr de coordinare mare, sau în cazuri mai rare, reţele moleculare cu un număr de coordinare mic şi cu legături reziduale între particule. Astfel oxizii simpli ai metalelor bivalente au reţele de tipul NaCl (reţea cubică tip F), în timp ce oxizii simpli ai metalelor trivalente şi tetravalente tind în general spre reţele de tip molecular cu număr de coordinare mic.

Scanned with OKEN Scanner

Oxizii complecși, adică acei oxizi în a căror compoziție intră cationii a două metale diferite (spineli) au rețele ceva mai complicate (aluminați, feriți).

Hidroxizii și oxihidroxizii posedă, de obicei, rețele stratificate determinate de substituția ionilor de $(O)^{2-}$ cu anionii bipolari de $(OH)^{-}$. Rețelele lor cristaline au în interiorul pachetelor legături ionice, iar între strate legături Van der Waals. Acest fapt determină o simetrie inferioară a rețelei cristaline — față de aceea a oxizilor simpli.

Caracterele structurale influențează desigur și în acest caz proprietățile fizice ale mineralelor din această clasă, în sensul că rețeaua poate deveni mai rezistentă, în cazul oxizilor simpli și mai puțin rezistentă în cazul hidroxizilor. Pot fi influențate de asemenea proprietățile de coeziune, de duritate, magnetice, luciul și culoarea mineralelor.

Genetic se constată că oxizii și hidroxizii sînt în mare majoritate acumulați spre suprafața scoarței terestre, unde datorită oxigenului liber și apelor de infiltrație bogate în oxigen, ei pot rezulta ușor prin procese de oxidare efectuate pe seama rocilor sau a minereurilor.

Astfel unii compuși mai puțin oxigenați, care conțin ioni metalici cu valențe reduse (Fe^{2+}, Mn^{2+}, V^{3+} etc.), se pot ușor oxida la partea superficială a scoarței, trecînd la ioni cu valențe superioare.

Cu această ocazie se slăbește rezistența edificiului cristalin, în sensul că forța de legătură dintre particule scade. Se ajunge astfel la o descompunere completă a substanțelor cristaline cu formarea de substanțe noi, solubile sau insolubile în apă.

În ceea ce privește hidroxizii, aceștia se formează în cea mai mare parte în zonele de oxidare ale zăcămintelor de minereuri și de asemenea în bazine acvifere (mlăștinoase, lacustre și marine) ca de exemplu hidroxizii de fier și mangan, sub formă de concrețiuni și oolite.

În general hidroxizii își pierd cu timpul apa, mai ales în procese metamorfice precum și în mediul aerian uscat, formînd pînă la urmă oxizi anhidri de tipul R_2O_3 (Fe_2O_3), sau RO_2 (MnO_2) etc.

Scanned with OKEN Scanner

Dintre oxizi, unii pot fi minereuri importante (oxizi de fier, de mangan, de crom, de staniu etc.) iar alţii pietre preţioase (oxizii de aluminiu, de siliciu etc.).

Componenţii acestei clase se distribuie avînd în vedere caracterul lor în: oxizi acizi, oxizi bazici, oxizi amfoteri şi aluminaţi feriţi.

Oxizii acizi cuprind varietăţi ale bioxidului de siliciu SiO_2 cristalizat: romboedric (numit cuarţ); hexagonal la temperatură înaltă şi rombic la temperatură joasă numit tridimit; cubic la temperatură înaltă şi tetragonal la temperatură joasă numit cristobalit. Varietăţile amorfe de SiO_2 se numesc opale (hidrogeluri tipice) şi criptocristaline, calcedonii cu diverse varietăţi ca şi opalele. Rutilul TiO_2 cristalizează tetragonal, iar psilomelanul ($MnO_2 \cdot nH_2O$) amorf.

Oxizii bazici cuprind gheaţa (H_2O) hexagonală.

Oxizii amfoteri cuprind corindonul (Al_2O_3) şi oligistul (Fe_2O_3) ambii romboedrici, diasporul ($HAlO_2$ şi boehmitul (AlOOH) ambii rombici şi hidrargilitul ($Al(OH)_3$) monoclinic.

Aluminaţii feriţi cuprind: spinelul (Al_2O_3 MgO) magnetitul (Fe_2O_3FeO), cromitul (Cr_2O_3FeO) toate cristalizînd în sistemul cubic.

Săruri oxigenate

Această clasă cuprinde cele mai multe minerale. Ea este constituită din sărurile derivate de la diferiţi oxiacizi. Clasa sărurilor oxigenate are o importanţă deosebită pentru că s-a constatat, pe de o parte, că aproape 2/3 din toate mineralele cunoscute intră în această clasă, iar pe de altă parte, clasa prezintă deosebită importanţă şi din punct de vedere al caracterului structural şi mineralogic.

Cele mai principale minerale din această clasă sînt silicaţii, după care urmează celelalte minerale oxigenate derivate de la acizii: boric, carbonic, sulfuric, fosforic, azotic etc., respectiv boraţii, carbonaţii, sulfaţii, fosfaţii, azotaţii etc.

Mineralele acestei clase se găsesc răspîndite în scoarţa terestră ca o consecinţă a diferitelor reacţii chimice, care se petrec, şi mai ales s-au petrecut aici, în cele mai variate condiţii de presiune şi temperatură, create în timpul epocilor geologice.

Scanned with OKEN Scanner

Aceste săruri se împart în săruri derivate de la acizii siliciului (silicații) și săruri derivate de la acizii boric, carbonic, sulfuric, fosforic, azotic etc. (borați, carbonați, sulfați, fosfați, azotați etc.).

Din grupa silicaților fac parte foarte multe minerale.

Aproape 1/3 din numărul mineralelor cunoscute în natură sînt numai silicați. Aceștia sînt cele mai principale minerale care intră în compoziția majorității tipurilor de roci.

Se aproximează că 75% din scoarța terestră este constituită numai din silicați. La această cifră se adaugă încă 12% silice liberă (SiO_2) care se găsește în scoarță, individualizată sub formă de cuarț, opal și alte varietăți de SiO_2.

Silicații joacă un rol important și în compoziția mineralogică a zăcămintelor minerale, fie ca însoțitori ai mineralelor utile, fie ca minerale care conțin uneori în compoziția lor și alte elemente importante ca Ni, Zn, Be, Zr, Li, Cs, Rb, U etc. Alte ori silicații pot servi ca atare drept pietre de construcție, pietre prețioase etc.

În compoziția silicaților intră foarte multe elemente dintre care cele mai importante, după sistemul periodic, sînt:

Li	Be	B	Si	O	F	
Na	Mg	Al	Ti		Cl	
K	Ca		Zr		Mn	Fe

Alături de aceste elemente se mai întîlnesc în compoziția silicaților și altele din sistemul periodic, dar care intră în proporții mai reduse, sau care formează minerale mai rare.

În ceea ce privește compoziția chimică a silicaților, s-a constatat că de cele mai multe ori ei prezintă o compoziție complexă, care se datorește foarte adesea caracterelor cristalochimice ale componenților. Rare sînt cazurile cînd chimismul silicaților poate fi explicat prin formule tot așa de simple ca și ale sărurilor derivate de la alți acizi oxigenați din această clasă.

Scanned with OKEN Scanner

În ceea ce privește constituția silicaților, aceștia au fost considerați mai înainte, ca săruri acide, neutre și bazice derivate de la diverși acizi ipotetici ai siliciului (orto, meta și pirosilicic) mai mult sau mai puțin complecși.

Aceste considerații prezentau o mare dificultate în clasificare, deoarece se așezau într-o aceași grupă silicați cu constituții structurale foarte diferite.

Dublul rol jucat de Al în compoziția silicaților, adică acela de a se comporta fie ca un cation metalic normal, fie de a înlocui siliciul, nu a putut fi pus în evidență cu ajutorul analizei chimice, ci numai cu ajutorul metodei de analiză structurală cu radiații X, cînd s-a putut dovedi că nu există nici o relație structurală între acizii siliciului și sărurile corespunzătoare.

Aceste studii noi, făcute asupra structurii silicaților, din punct de vedere cristalochimic, au formulat și alte concluzii. Pe baza acestora s-a arătat în cele din urmă că: rețelele tuturor silicaților (vezi cap. de cristalochimie) sînt constituite din unități structurale (grupe de tetraedre) de SiO_4.

În spațiu cei patru ioni de O^{2-} ai radicalului înconjoară ionul de Si^{4+}; ei sînt distribuiți la colțurile unui tetraedru și au o legătură cu mult mai puternică decît cu alți ioni.

Aceste unități structurale (grupe) tetraedrice se pot găsi în rețelele cristaline ale silicaților, izolate sau grupate după cum urmează:

Grupe de tetraedre de SiO_4 izolate (insulari sau nezosilicați) ca în rețeaua olivinei, legătura între ei făcîndu-se cu ajutorul cationilor altor metale de exemplu ortosilicații (olivina).

Grupe de tetraedre de SiO_4 legate între ele unitate de unitate, formînd grupe izolate (grupe finite sau sorosilicați) de cîte două tetraedre, corespunzînd radicalului $(Si_2O_7)^{6-}$ și legați între ei printr-un oxigen comun, situat în colțul unui tetraedru [de exemplu thortveititul $Sc_2Si_2O_7$]. Grupele pot fi formate din 3, 4 sau 6 unități tetraedrice de SiO_4 (ciclosilicați) legate între ele prin două colțuri comune formînd inele izolate plane, corespunzînd astfel radicalilor $(Si_3O_9)^{6-}$, $(Si_4O_{12})^{6-}$, $(Si_4O_{12})^{8-}$ și $(Si_6O_{18})^{12-}$ [de exemplu benitoitul ($BaTiSi_3O_9$), wollastonitul ($Ca_3Si_3O_9$) etc.].

Sub formă de lanțuri simple formate din infinite unități tetraedrice de SiO_4, (inosilicați) legate între ele prin două colțuri, corespunzînd astfel radicalului $(SiO_3)^{2-}$ de exemplu piroxenii.

Sub formă de lanțuri duble constituind benzi (strate) de tetraedri de SiO_4. Acestea se formează ca și cînd un lanț simplu s-ar oglindi față de un plan de simetrie paralel cu axa lanțului. Ele corespund radicalului $(Si_4O_{11})^{6-}$ (de exemplu amfibolii).

Dacă tetraedrii de SiO_4 se leagă unii cu alții prin trei colțuri iau naștere *strate duble de tetraedri*, corespunzînd radicalului $(Si_2O_5)^{2-}$ și constituind rețele plane infinite foarte asemănătoare cu rețelele hexagonale (de exemplu micele).

În fine se mai poate ca grupele tetraedrice de SiO_4 să fie unite în așa fel încît între ele să se formeze *rețele tridimensionale.* În aceste grupe fiecare ion de oxigen aparține în același timp la două grupe tetraedice. Ca exemple de asemenea rețele se citează cuarțul care corespunde formulei SiO_2 sau unii silicați, ca de exemplu feldspații în care ionii de Al^{3+} pot înlocui în parte ionii de Si^{4+} corespunzînd astfel formulei generale

$$[(Si_{n-x}\ Al_n)\ O_{2n}]^{x-}.$$

Studiul structurilor cristaline cu ajutorul radiațiilor X a pus în evidență faptul că ionii de Al joacă un rol foarte important în structurile multor silicați, în sensul că ei se pot găsi în rețea cu funcție anionică la fel ca și Si, înconjurați de asemenea de patru oxigeni sau în sfîrșit cu funcție cationică în mod izolat sau în asociație cu alți cationi.

Același studiu a mai pus în evidență și alte fapte de ordin cristalochimic cu privire la izomorfism, sau la numerele de coordinare sau în sfîrșit la alte fapte relative la legătura dintre structură și chimism.

În ceea ce privește mineralele considerate că săruri derivate de la acizii boric, carbonic, sulfuric, fosforic, azotic etc. adică boratii, carbonații, sulfații, fosfații, azotații etc., acestea se găsesc în natură în general sub formă de: *săruri acide* întîlnite relativ rar, ca de exemplu nahcolitul $NaHCO_3$, care conțin un ion de H în compoziția lor, *săruri neutre*, întîlnite foarte des în natură, ca de exemplu calcitul $CaCO_3$, gipsul $CaSO_4 2H_2O$ etc., în care ionii de hidrogen sînt înlocuiți prin cationi metalici, și *săruri bazice*, mai puțin răspîndite ca de exemplu malachitul $Cu_2CO_3.(OH)_2$, și aluminitul $Al_2(SO_4).(OH)_4 \cdot 7H_2O$, în care se constată prezența

radicalului oxidrilic, acesta putînd fi înlocuit în parte sau în totalitate cu alți ioni (F^-, O^{2-} sau Cl^-).

În afară de acești compuși simpli se mai întîlnesc în natură compuși dubli sau chiar mai complecși, ca de exemplu dolomitul $CaMg(CO_3)_2$ sau tihitul $Na_6Mg_2(SO_4)(CO_3)_4$ și altele.

Cristalochimic, aceste tipuri de săruri oxigenate, se caracterizează prin faptul că în structurile lor reticulare se poate constata prezența anionilor complecși ca de exemplu radicalii (grupe) $(NO_3)^-$, $(CO_3)^{2-}$, $(SO_4)^{2-}$, $(PO_4)^{3-}$ etc. În aceste cazuri cationii N, C, S, P, se dispun în centrul acestor grupe și, avînd raze ionice mici și sarcini mari, reprezintă grupe compacte, legate rezistent într-un radical, cu o dispoziție triunghiulară (plan) sau de piramidă joasă, cum este cazul la radicalii de tipul (XO_3), sau cu o dispoziție tetraedrică, cum este cazul la radicalii de tipul (XO_4). Acești radicali participă apoi la construcția rețelei cristaline ca particule constitutive independente.

Pe lîngă acești radicali se mai pot întîlni și alții mai complecși ca de exemplu la borați și la silicați.

În privința tipurilor de legături care subzistă la compușii sărurilor oxigenate, se constată în general tipul de legătură ionică, din care cauză unele proprietăți fizice îi fac să se asemene în general cu unele minerale din grupa sărurilor halogenate ca de exemplu cu clorurile și fluorurile.

În ceea ce privește clasificarea sărurilor oxigenate, aceasta este o problemă care în timp a primit diferite soluții. În cadrul acestei clase care cuprinde săruri derivate de la diferiți oxiacizi, vom folosi o clasificare care să îmbine, pe cît posibil, caracterele chimice, cristalografice și structurale ale mineralelor. În același timp în clasificare adoptăm ordinea importanței pe care o prezintă grupele de minerale în componența rocilor sau în natură. Astfel distingem pe de o parte silicații și pe de altă parte carbonații, sulfații, fosfații, borații, azotații, wolframații, niobo-tantalații, uranații etc.

Silicații cuprind feldspați și feldspatoizi, piroxeni-amfiboli, mice-clorite, silicați de magneziu și minerale înrudite, silicați de aluminiu, granați și minerale înrudite, borosilicați, zeoliți, silicotitanați.

Feldspații pot fi după chimism: potasici (ortoza, sanidinul și microclinul, toți trei cu aceeași compoziție $KAlSi_3O_8$; primii doi

cristalizează monoclinic, iar ultimul triclinic) și calcosodici (albit, oligoclas, andezin, labrador, bytownit și anortit; primul, Na Al Si_3O_8, și ultimul, Ca $Al_2Si_2O_8$, se pot amesteca în orice proporție dînd naștere termenilor intermediari). Feldspații calcosodici constituie o serie izomorfă, cristalizînd toți triclinic și se mai numesc feldspați plagioclazi.

Dintre feldspatoizi menționăm numai leucitul $K(AlSi_2O_6)$ care cristalizează cubic și nefelinul $NaAlSiO_4$ hexagonal. Acesta din urmă poate să-și multiplice molecula de trei ori, și să mai conțină în plus $CaCO_3$, în acest din urmă caz numindu-se cancrinit hexagonal sau $NaCl^-$ sodalit (cubic).

Piroxenii formează o subgrupă rombică izomorfă care cuprinde enstatitul, bronzitul și hiperstenul corespunzînd amestecului izomorf $Mg(SiO_3)$ — $Fe(SiO_3)$ cu procente variabile de FeO, între 5 și 34% și o altă subgrupă monoclinică cu un chimism mai complicat corespunzînd în general unor compuși complecși, în rețelele cărora se află cationi de Mg, Fe (care se înlocuiesc reciproc) și Ca, iar alteori Na, Li, Fe^{3+}, Al^{3+} și chiar Ti (diopsid, hedebergit, augit, wollastonit, rodonit).

Amfibolii, mult mai complex constituiți, atît din punct de vedere chimic, cît și structural în comparație cu piroxenii, formează două subgrupe, una rombică destul de rară și alta monoclinică prezentă în roci eruptive și metamorfice (tremolit, actiont, hornblendă, riebekit), în general toți cu un chimism mai sărac în calciu și adesea cu OH înlocuit prin F și Cl. Au înfățișare fibroasă, prismatică și se aseamănă în ceea ce privește chimismul; și unele și altele au apă în constituție.

Micele se împart în subgrupa micelor albe (de exemplu muscovitul $H_2KAl_3Si_3O_{12}$) și subgrupa micelor negre (de exemplu biotitul) cu un chimism mai complicat. Mineralele din ambele subgrupe cristalizează în sistemul monoclinic, pseudohexagonal. Cloritele formează o familie de minerale conținînd Al, Mg și Fe hidratate. Sînt de culoare verde și flexibile, dar neelastice.

Silicații de magneziu și mineralele înrudite se pot împărți tot în două subgrupe: a mineralelor anhidre, cuprinzînd de exemplu olivina $(MgFe)SiO_4$ care cristalizează în sistemul rombic și a mineralelor hidratate, cuprinzînd de exemplu serpentina $H_4Mg_3Si_2O_9$

și talcul $H_2Mg_3Si_4O_{12}$ care cristalizează (ambele) în sistemul monoclinic.

Silicații de aluminiu se împart de asemenea în minerale anhidre (în care intră trei silicați cu aceeași compoziție chimică Al_2SiO_5: andaluzitul, silimanitul, ambii cristalizînd în sistemul rombic, și distenul, cristalizînd în sistemul triclinic) și minerale hidratate (cum ar fi staurolitul $(OH)FeAl_5Si_2O_{12}$ și topazul $(FOH)_2Al_2SiO_4$, ambii cristalizînd în sistemul rombic).

Granații și mineralele înrudite cuprind compușii lipsiți de alcaline. Granații sînt o serie de minerale izomorfe cubice corespunzînd formulei generale $R_3^{II}\ R_2^{III}\ (SiO_4)_3$, în care R^{II} este Ca, Mg, Fe^{II}, Mn, iar R^{III} este Al, Fe^{III}, Cr. Ca minerale înrudite, în această grupă intră și familia zoizit $(OH)Ca_2Al_3(SiO_4)_3$ — epidot $(OH)Ca_2(AlFe)_2(SiO_4)_3$, în care primul termen cristalizează în sistemul rombic, iar ultimul în sistemul monoclinic.

Borosilicații cuprind, printre alte minerale, o serie izomorfă a turmalinelor, cu un chimism foarte complicat, dar în care raportul $SiO_2 : B_2O_5 = 4 : 1$, întreaga serie cristalizînd trigonal.

Zeoliții cuprind silicați de aluminiu cu calciu și alcaline care conțin apă în stare dispersă în ochiurile rețelei. Formula chimică generală ar putea fi exprimată prin $A_m\ X_p\ O_{2p} . nH_2O$, în care X este Si sau Al, iar A — mai ales Ca și Na, în parte Ba, Sr, K și extrem de rar Mg și Mn. Această grupă de minerale se datorește unui așa-numit fenomen de zeolitizare, manifestat atît în condiții endogene, cît și în condiții exogene. Mineralele respective cristalizează cubic, tetragonal sau monoclinic.

Dintre silicotitanați mai important ar fi sfenul $Ca\ TiSiO_5$, mineral accesoriu în roci care cristalizează monoclinic.

Sărurile oxigenate mai cuprind: borații, carbonații, sulfații, fosfații, azotații, la care se mai adaugă wolframații, niobotantalații, uranații etc.

Carbonații se împart în trei serii: o serie izomorfă a carbonaților romboedrici, anhidri, o serie izomorfă a carbonaților ortorombici anhidri și o serie de carbonați bazici hidratați. Mineralele din prima serie sînt de forma RCO_3; dacă R = Ca, mineralul se numește calcit, dacă R = Mg — magnezit, dacă R = Mn — rodocrozit dacă $R = Fe^{II}$ siderit, dacă R = Zn — smitsonit și dacă R = (Ca Mg) dolomit. Mineralele din a doua serie sînt tot de forma

RCO_3, însă aici R poate fi Ca (aragonit) Sr (stronțianit), Ba (viterit) sau Pb (ceruzit). În sfîrșit carbonații bazici hidratați cuprind printre alte minerale, malahitul $CuCO_3.Cu(OH)_2$ și azuritul $2\ CuCO_3 \cdot Cu\ (OH)_2$, ambii cristalizînd în sistemul monoclinic.

Sulfații se împart în anhidri (andidritul $CaSO_4$, celestina $SrSO_4$, baritina $BaSO_4$; toți cristalizează în sistemul ortorombic) și hidratați (de exemplu gipsul $CaSO_4.\ 2H_2O$, care cristalizează în sistemul monoclinic).

Fosfații sînt și ei tot de două feluri: anhidri (de exemplu apatita (Cl,F) $Ca_5P_3O_{12}$ care cristalizează în sistemul hexagonal) și hidratați (de exemplu turcoaza $Al_2(OH)_3PO_4H_2O$, care cristalizează în sistemul triclinic),

Boraţii nu fac excepţii și se împart tot în anhidri (de exemplu ludvigitul $(MgFe^{II})_4\ Fe_2^{III}\ B_2\ O_{10}$ care cristalizează în sistemul rombic) și hidratați (de exemplu colemanitul $Ca_2B_6O_{11} \cdot 5H_2O$.

Azotații, wolframații, niobotantalații etc. cuprind minerale cu o importanță minoră, fie prin excelență biogenă (cum ar fi, dintre azotați, salpetrul de Chile $NaNO_3$, care cristalizează în sistemul romboedric), fie ca minerale pneumatolitice și hidrotermale (cum ar fi, dintre wolframați, scheelitul $CaWO_4$, care cristalizează în sistemul tetragonal), fie, cum sînt niobotantalații, cu chimism complicat care apar în pegmatite sau pneumatolite. Ar mai fi de menționat uranații, cu un chimism complicat și cu o origine care poate să treacă prin fazele pegmatitică, pneumatolitică, hidrotermală, de o importanță unanim recunoscută.

Scanned with OKEN Scanner

ALCĂTUIREA GLOBULUI TERESTRU

Geosferele, sau zonele concentrice care formează globul terestru (fig. 90) prezintă o alcătuire specifică, unitară, pentru descifrarea căreia, alături de științele geologice, au colaborat numeroase discipline, mai ales cele conexe acesteia, geofizica și geochimia.

Atomii care alcătuiesc materia diferitelor geosfere sînt cu atît mai grei, și în consecință prezintă o rază atomică cu atît mai mică,

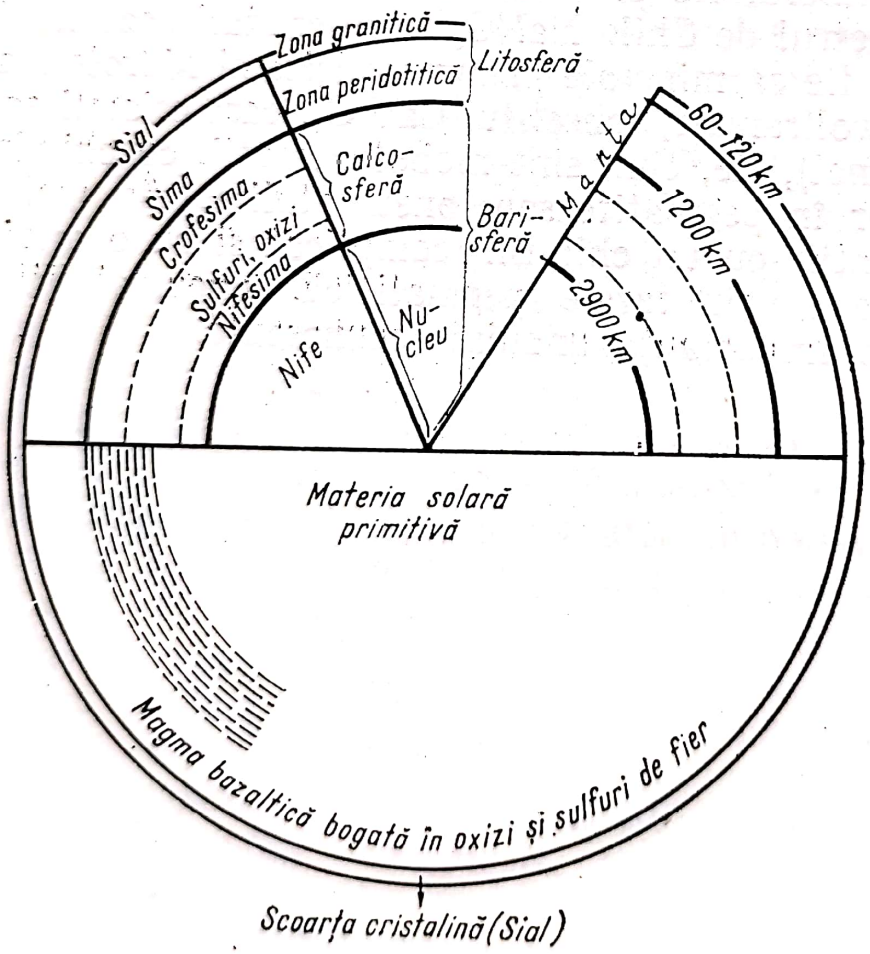


Fig. 90

tu cît ne deplasăm din zonele superioare către sîmburele Pămîncului. Această etajare este, după Goldschmidt, consecința separării gravitaționale în faza inițială, mai mult sau mai puțin fluidă a Pămîntului — faza astrală — care a urmat separării sale din nebuloasa inițială din a cărei diferențiere a luat naștere sistemul solar.

Elementele chimice ușoare (O, H, N, Ar etc.) se găsesc în geosferele exterioare ale Pămîntului: atmosfera și hidrosfera (elemente atmo și hidro-file). Litosfera sau scoarța Pămîntului concentrează elementele numite litofile (Si, Al, Mg), sub care se situează o zonă cu elemente metalice mai grele, denumite elemente calcofile (calcosfera) pentru ca în zona nucleului central să se acumuleze elementele metalice cele mai grele (Fe, Co, Ni) sau elementele siderofile (siderosfera) (vezi fig. 91 în care apar, după Goldschmidt, elementele chimice distribuite în geosfere în funcție de numărul și volumul atomic).

Din corelarea datelor geofizicei cu ale geochimiei, s-a ajuns la crearea unei imagini asupra zonelor profunde ale pămîntului, zone în care investigația directă — geologică nu a putut și nici nu va putea ajunge vreodată.

Este suficient să menționăm faptul că cele mai adînci foraje au atins abia 7 000 m în timp ce raza globului terestru variază între 6 378 km la ecuator și 6 356 km la poli.

Datele geofizice și anume cele rezultate din studiul vitezei de propagare a undelor seismice longitudinale și transversale în străfundurile globului au arătat că densitatea Pămîntului (fig. 92) crește de la suprafață spre adîncime, dar nu în mod continuu ci printr-o serie de salturi brusce care ar marca modificări în alcătuirea materiei și structurii Pămîntului în perfectă concordanță cu imaginea schițată inițial de Goldschmidt.

Aceste „salturi calitative" au fost denumite discontinuități și marcate prin numele diferiților geofizicieni care le-au studiat (fig. 90).

O primă discontinuitate se situează la baza scoarței sau a litosferei și se denumește discontinuitate Mohorovičič. Adîncimea sa este mare în dreptul blocurilor continentale și mai ales a lanțurilor muntoase, unde poate atinge 70—80 km (Siera-Nevada, Caucaz)

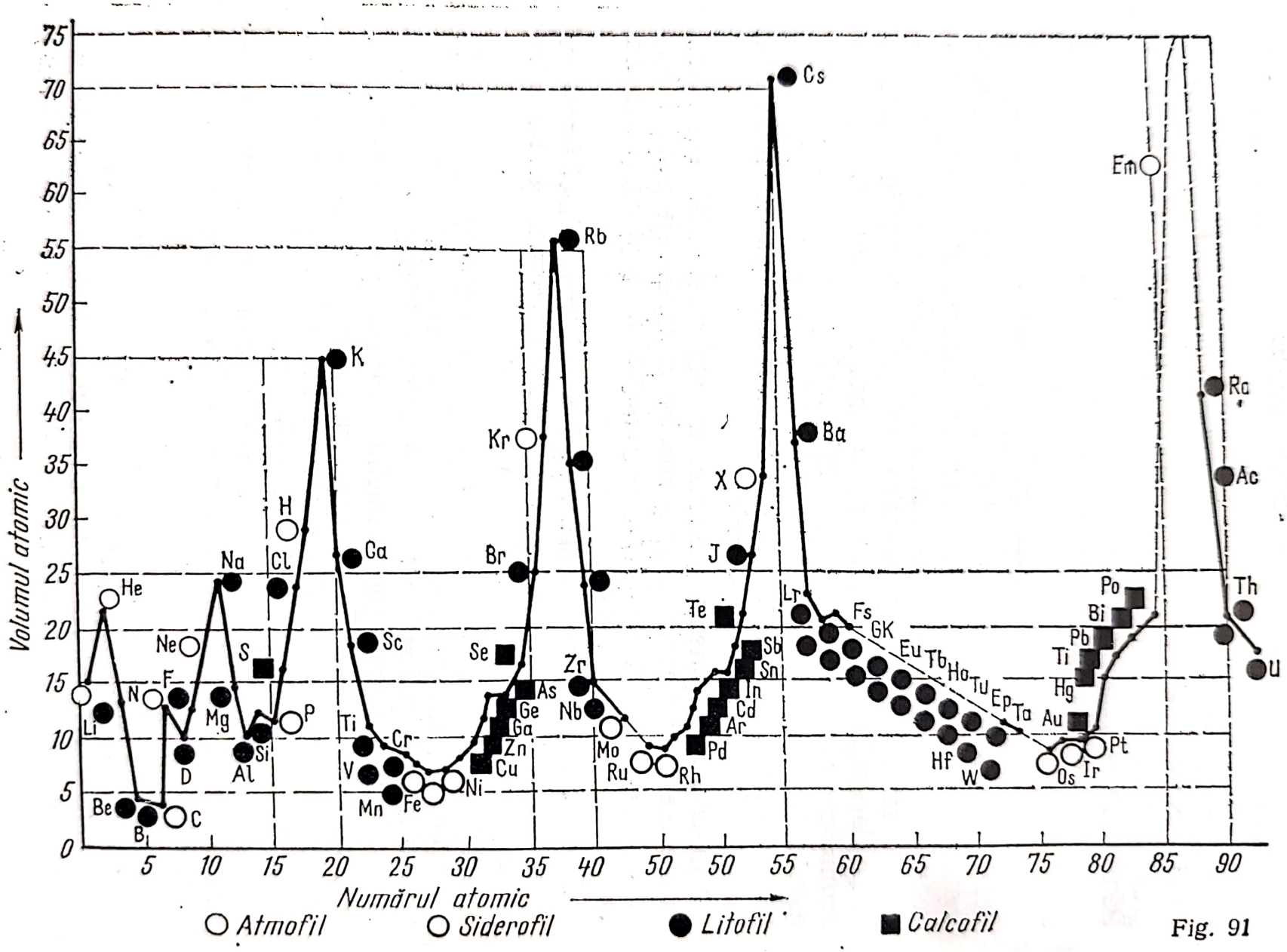


Fig. 91

Scanned with OKEN Scanner

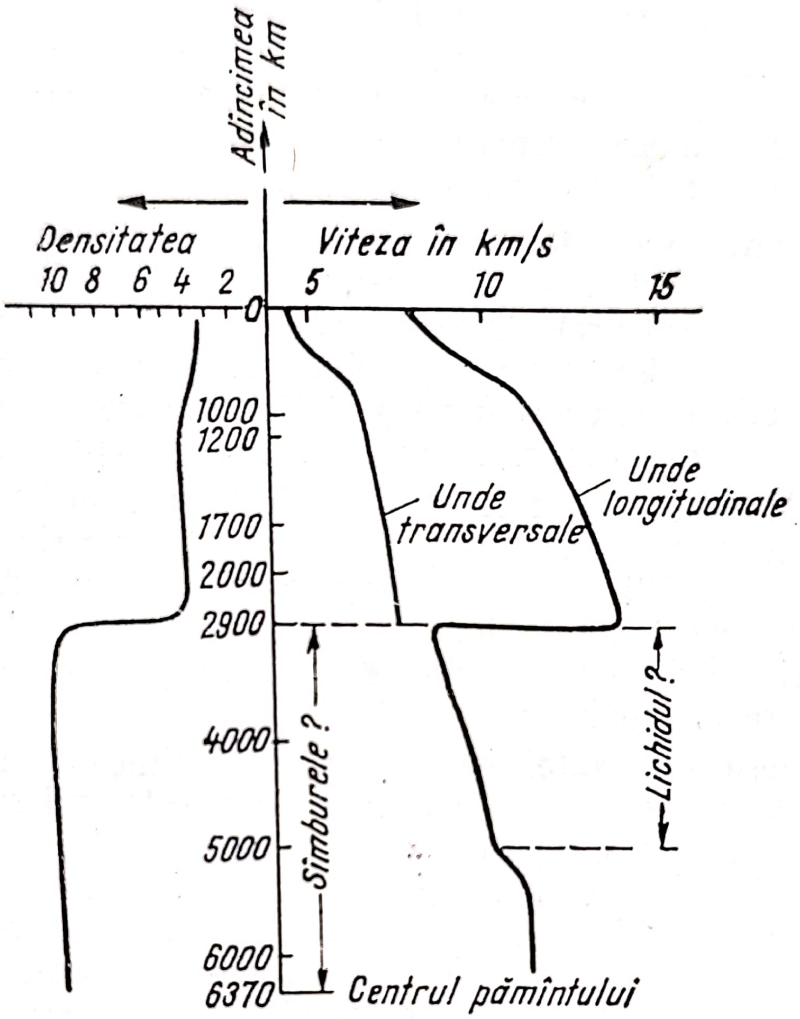


Fig. 92

și scade la cîțiva kilometri în zonele profunde ale oceanelor indicînd o mare subțiere a scoarței în aceste regiuni.

Studiile complexe au arătat că în alcătuirea litosferei se deosebesc două zone principale și anume una superficială alcătuită din roci magmatice acide de tipul granitelor în care se concentrează elementele siliciu și aluminiu de unde și denumirea de *sial* (fig.90), grosimea sa avînd în dreptul blocurilor continentale, mărilor și oceanelor puțin adînci, între 15 și 25 km.

Sub această zonă se dezvoltă o zonă alcătuită din roci de tipul gabrourilor și bazaltelor denumită și *sima* după simbolurile elementelor Si și Mg care ar alcătui-o.

Între sial și sima, cercetări mai recente au arătat că se întrepune o zonă intermediară, de constituția dioritului, în care își dau mîna

cele trei elemente, de unde și denumirea de Sialsima. Această zonă alcătuiește fundurile oceanelor cu adîncimi mai mici, cum sînt oceanul Indian și partea estică a celui Atlantic, în timp ce în marile abise oceanice care acoperă cca 1/2 din suprafața globului se găsește numai pătura bazaltică (Sima).

Explicația variației în grosime a scoarței este dată în mod sugestiv de „teoria izostaziei" care admite că blocurile continentale plutesc pe un substrat plastic orice diferență de pondere făcîndu-se resimțită în ridicarea sau afundarea lor. Pe această cale se explică în mod judicios și concepția translației continentale cu care Wegener a interpretat geneza munților și a continentelor.

Sub discontinuitatea lui Mohorovičič, deci sub scoarța pămîntească, se dezvoltă domeniu ce scapă total investigațiilor noastre directe. La 2 900 m undele seismice arată o nouă discontinuitate (fig. 92) importantă (a lui Wiechert — Guttenberg), iar zona de pînă aici a fost denumită Manta sau Înveliș în accepțiunea că Pămîntul are un nucleu pe care îl înfășoară.

În interiorul acestei geosfere o discontinuitate situată pe la 1 000 m (a lui Repetti) arată că materia nu este uniformă; se admite astfel că în partea superioară (peste care „plutește" litosfera), se găsesc silicați bazici asociați în roci cu densități mari de tipul rocii denumite eclogite, rară la suprafața globului (este pirosfera, astenosfera sau magnosfera). Sub discontinuitatea lui Repetti se concentrează, pe linia celor afirmate anterior, elementele calcofile care în concepția lui Goldschmidt se găsesc sub forma de oxizi și mai ales de sulfuri (calcosfera). Sub această discontinuitate se dezvoltă *nucleul terestru* (barisfera sau siderosfera), în care discontinuitatea descoperită de geofiziciana daneză I. Lehman (și care-i poartă numele) marchează, pe la 5 000 m, existența unui sîmbure central.

În această zonă ar fi situată, după cercetările clasice, principala masă a globului terestru, fiind alcătuită, asemenea marii majorități a meteoriților, din fier și nichel.

După alți cercetători (Kuhn și Rittmann), în acest sîmbure terestru s-ar găsi „materie solară primitivă nediferențiată" (fig. 90) mai ales hidrogen. Tensiunea apreciabilă în zonele anterioare ar scădea continuu începînd încă de pe la nivelul calcosferei, devenind

Scanned with OKEN Scanner

nulă, în nucleul central manifestîndu-se chiar o extensiune. Faptul că în nucleu nu se manifestă așa numitele „unde transversale" (fig. 92) a condus pe unii geofizicieni la concluzia că masa acestuia ar fi fluidă deși, poate că în condițiile ce se creează la atáre adîncimi, comparația cu fluidele normale nu s-ar mai putea face.

În ceea ce privește densitatea, care determină de altfel însăși viteza undelor seismice (fig. 92), ea crește continuu spre adîncime, prin salturi corespunzînd discontinuităților marcate.

Dacă începem cu atmosfera, aceasta crește astfel:

atmosferă = 0,0013; apa hidrosferei = 1, sial = 2,4 — 2,7; sialma = 2,8; sima = 3; pirosfera = 3 — 3,4; calcosfera 5,5; partea superioară a sîmburelui = 10; nucleul central = 0.

În interiorul globului terestru presiunile cresc proporțional cu adîncimea astfel că la baza învelișului se admite că, mai întîi ar atinge 1 000 000—1 300 000 atm, iar în miez, interiorul nucleului, ar ajunge pînă la 3 000 000—4 000 000 atm.

Am arătat mai sus că după alte opinii (Kuhn și Rittmann) presiunea ar scădea în nucleu la 3 000 kg/cm², devenind nulă în centrul său.

Referindu-ne acum la temperatură și ținînd seama că în litosferă treapta geotermică* este de 33 m, dacă situația s-ar menține, pînă în centrul Pămîntului ar trebui să atingă 200 000°C. Se admite, de către unii cercetători, că în înveliș temperaturile nu ar putea depăși 5 000°C (în fig. 93 redăm grafic, după mai mulți cercetători, curbele variației de temperatură pînă la 700 km adîncime), căci în caz contrar, materia ar trebui să se găsească în stare fluidă și incandescentă, în timp ce alți geofizicieni consideră că valoarea sa poate depăși cifra chiar cu cîteva mii de grade. În nucleu temperatura ar fi doar cu vreo 500° — 1 000°C superioară celei din înveliș, iar în centrul globului ar atinge cca 10 000°C.

Studiul chimic al meteoriților a arătat că aceste fragmente cosmice au alcătuiri analoge cu ale geosferelor pămîntești mai ales cu ale siderosferei, indicînd astfel unitatea materiei din univers.

---

* Adîncimea la care temperatura se ridică cu 1°C, spre deosebire de „gradientul geotermic" care arată numărul de grade cu care crește temperatura la 100 m adîncime.

Scanned with OKEN Scanner

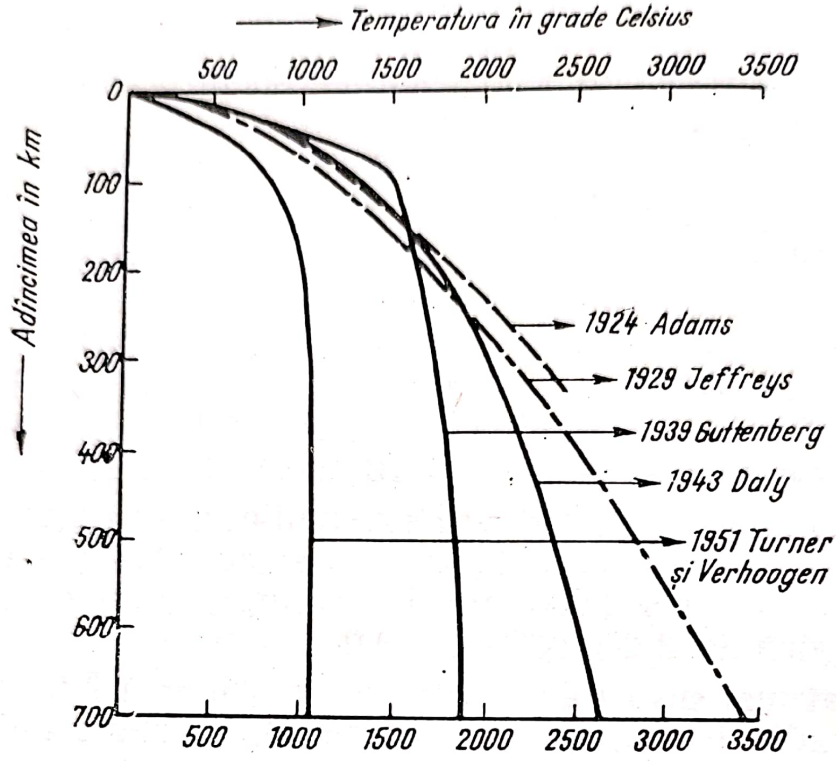


Fig. 93

Referindu-ne acum la geosferele exterioare litosferei în care s-au concentrat elementele ușoare (atomofile), așa cum s-a arătat, constatăm mai întîi că atmosfera, care îmbracă asemenea unei mantii de gaze planeta noastră, prezintă de asemenea o structură zonară (fig. 94). Partea sa inferioară denumită și troposferă se ridică pînă la 6—18 km, fiind alcătuită din aerul respirabil datorită căruia se poate dezvolta viața și deci biosfera. În alcătuirea aerului intră 78% N, 21% O și 1% H_2O, gaze rare, CO_2, hidrogen.

Peste această zonă se dezvoltă stratosfera alcătuită aproape exclusiv din azot, la 76—84 km înălțime.

La partea superioară a atmosferei se găsește o zonă groasă numai de cîțiva centrimetri de ozon (ozonosfera) rezultat din oxigen sub acțiunea radiațiilor ultraviolete, al cărei rol în desfășurarea proceselor biologice de la suprafața globului este covîșitor, deoarece acest ecran filtrează radiațiile ultraviolete. De pe la 65 km se întinde ionosfera (cu mezosfera și termosfera), denumire ce provine de la faptul că sub acțiunea radiațiilor cosmice și ultraviolete gazele componente se ionizează.

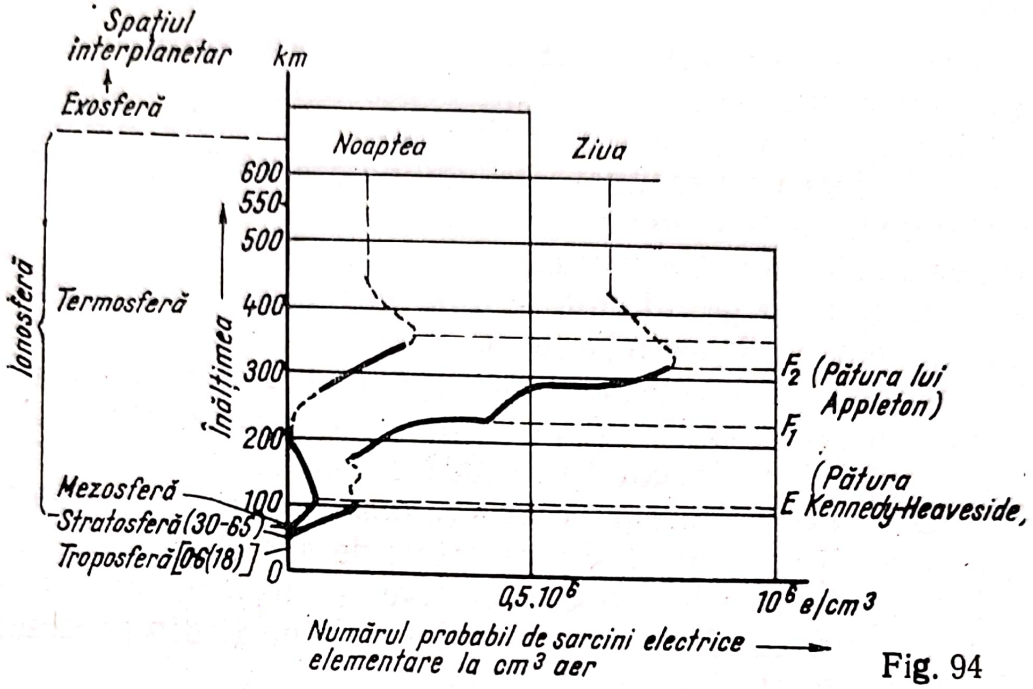


Fig. 94

Două pături se disting în cadrul ionosferei, mai bogate în ioni și electroni liberi: pătura *E* sau zona Kennedy-Heaviside (la cca 100 km) și pătura F_1—F_2 sau zona lui Appelton (între 200 și 330 km) cu concentrare maximă în electroni în funcție de zi sau noapte (fig. 94), la cca 300 km înălțime.

Deasupra ionosferei urmează exosfera după care se succede spațiul interplanetar.

Originea gazelor atmosferice este foarte variată, cea mai importantă sursă de oxigen fiind asimilația clorofiliană (proces ce se petrece în plantele verzi constînd în reținerea CO_2 și eliminarea O_2). Sub acest raport se poate afirma chiar că atmosfera este un produs al biosferei.

În masa litosferei, gazele se găsesc pînă și în cele mai minuscule spații și se poate chiar vorbi despre o mare „undă de degazeificare" a litosferei.

Hidrosfera este reprezentată prin noianul mărilor și oceanelor, cum și prin apele continentale. Din întreaga suprafață a globului (510 100 934 km²) 70,8% (361 059 200 km²) revine oglinzii mărilor și oceanelor. Volumul oceanului terestru este apreciat la $1,37 \cdot 10^9$ km³, exercitînd o presiune de cca 278 kg pe fiecare centimetru pătrat din suprafața Pămîntului.

Marele ocean terestru constituie un imens receptor și o etapă în circuitul elementelor care alcătuiesc geosferele exterioare ale Pămîntului, după care urmează o distribuire a acestor elemente fie în litosferă direct prin sedimentare, fie indirect prin intermediul organismelor care le fixează.

Salinitatea apelor marine variază pe o scară foarte întinsă (de la $2^0/_{00}$ de exemplu în golful Botnic pînă la zeci de procente în unele lagune, menținîndu-se în largul oceanelor în jurul a cca $35^0/_{00}$). Calculele arată că pe 1 cm^2 de suprafață a globului corespund 273 l de apă, din care 268,43 l apă marină, 0,10 l apă continentală, 4,5 l gheața calotelor glaciare și 0,0003 l vapori din atmosferă (apele continentale constituie prin urmare doar 2% din hidrosferă).

Tot hidrosferei îi aparțin marile cantități de ape ce împregnează porii rocilor, apele freatice, apele captive (veterice), precum și apele rezultate din condensarea vaporilor proveniți din procesele de gazeificare magmatică (ape juvenile).

Biosfera constituie cea mai redusă geosferă a Pămîntului. Cu toate acestea, rolul său în desfășurarea fenomenelor de la suprafața Pămîntului este primordial. De activitatea vitală este legată însăși existența atmosferei cu procesele de eroziune și sedimentogeneză corelate.

Materia vie pătrunde în toate ungherele scoarței chiar în zone complet neaerisite cum este mai ales cazul bacteriilor, organisme prin excelență anaerobe, organismele sînt constituite atît din substanță organică, în care se concentrează principalele patru elemente vitale* : C, O, H și N (subordonat S) cît și din schelete minerale ale căror substanțe constitutive sînt carbonați (mai ales de Ca) fosfați, silice (la organisme inferioare) și cu totul excepțional sulfați (de Sr și de Ba la unii radiolari).

În afară de aceste elemente principale, lumea organică fixează în cantități mai mult sau mai puțin minimale o seamă de elemente care, după moartea organismelor se pot acumula, fixate mai ales în sedimentele argiloase bituminoase și în cărbuni, cum sînt Br, J (mai ales în apele zăcămintelor de petrol), Zn, Mn, Cu, V, U etc.

* Este interesant să subliniem faptul că tocmai aceste patru elemente stau la baza așa numitului „ciclu al carbonului" în care reacțiuniile (nucleare) dintre ele se petrec la temperaturi extrem de înalte la suprafața Soarelui.

Scanned with OKEN Scanner

O activitate specifică de precipitare indirectă în ciclul unor elemente cu importanţă economică, cum sînt Fe, Mn, S au mai ales unele organisme inferioare (alge şi mai ales bacterii).

Înainte de a termina „Alcătuirea globului terestru" este necesar să spunem cîteva cuvinte şi asupra evoluţiei economiei termice a Pămîntului.

Desigur că sursele de energie termică au fost şi sînt vaste, dar istoria termică a Pămîntului în perioadele pregeologice trebuie să fi fost puternic influenţată de energia proceselor de dezintegrare a substanţelor radioactive.

Prezentarea unei schiţe după unele date experimentale din care să rezulte modul de evoluţie al economiei termice (fig. 95) dato-

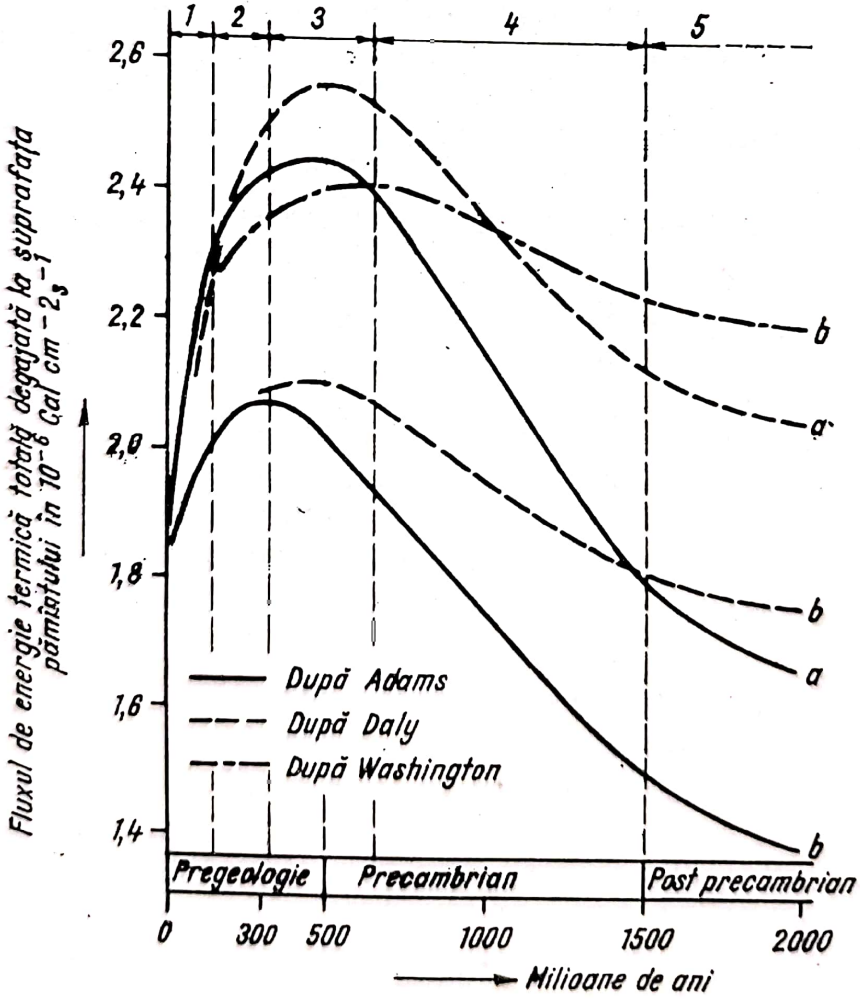


Fig. 95

rită dezintegrării substanţelor radioactive în perioadele pregeologice precambrian şi postcambrian este intresantă, acesta în ipoteza unei maxime (curba a) şi minime (curba b) concentraţii a elementelor radioactive.

Din examinarea acestor curbe rezultă o serie de concluzii, printre care şi aceea că în pregeologic a avut loc o creştere a fluxului de de energie termică în primii 300—500 · 10^6 ani, cînd temperatura scoarţei s-a ridicat mult, pentru ca după aceea, în următorii 1 000 · 10^6 ani fluxul să scadă liniar cînd scoarţa se răceşte şi ea liniar, pînă către sfîrşitul precambrianului.

După sfîrşitul precambrianului intervine o scădere însă înceată a fluxului termic către suprafaţa Pămîntului care se continuă pînă în prezent.

Scanned with OKEN Scanner

CLASIFICAREA GENETICĂ A ROCILOR

Rocile care constituie scoarța globului pămîntesc pot să ia naștere prin procese endogene și exogene.

Procesele endogene creează rocile în interiorul Pămîntului, în primul rînd prin fenomene magmatice, în condiții de presiune și temperatură mare și, în al doilea rînd, aceleași procese pot avea importante urmări asupra rocilor preexistente prin modificarea echilibrelor fizico-chimice. Aceste schimbări se datoresc fie deplasărilor orogenice, fie influențelor magmatice.

Procesele exogene creează rocile la suprafața Pămîntului prin așa-numitele fenomene de glyptogeneză, în alte condiții fizice și chimice decît cele manifestate în cadrul proceselor endogene.

În cadrul proceselor endogene, dacă topiturile magmatice din care se consolidează rocile nu reușesc să ajungă la suprafață ci, din diferite motive, ele se localizează un timp îndelungat la adîncimi mai mari în interiorul litosferei, atunci ele se răcesc foarte încet și se consolidează, rămînînd astfel acolo sub forma de corpuri complet cristalizate, prezentînd o structură cu bobul mare. Aceste roci astfel consolidate se numesc *roci eruptive intrusive*, *plutonice*, sau abisale.

În cazul în care topiturile magmatice reușesc să ajungă aproape de suprafață sau chiar să iasă la suprafața Pămîntului unde temperaturile și presiunile sînt altele, în care caz topiturile magmatice se numesc lave, consolidarea lor se face în orice caz mai repede în funcție de răcirea mai mult sau mai puțin rapidă pe care o suferă lavele, prezentînd structuri cu bobul fin pînă la sticloase. Rocile astfel născute se numesc *roci eruptive efuzive*, *vulcanice*, sau de suprafață.

Scanned with OKEN Scanner

Așadar, rocile eruptive, după modul de consolidare, pot fi abisale, hipabisale și vulcanice. Aceste tipuri de roci se mai numesc și roci primare.

În cadrul proceselor exogene fenomenul de glyptogeneză, manifestat prin acțiunile de distrugere mecanică și chimică, pe seama rocilor primare, conduce la un material alterat fragmentar, sau luat în soluție. Materialul poate fi transportat și apoi depus pe continente sau în mediul marin, cu formarea de sedimente.

Pe de altă parte, procesele vitale pot și ele să contribuie, în largă măsură, la formarea sedimentelor, pentru ca în cele din urmă, alte procese mai complexe de natură fizico-chimică (diagenetice) să desăvîrșească întru totul formarea rocilor sedimentare. Spre deosebire de rocile magmatice (primare), aceste roci se numesc roci secundare.

Așadar, rocile sedimentare pot să ia naștere pe seama rocilor primare, atît prin procesele de dezagregare-descompunere cît și prin acțiuni biotice.

În sfîrșit, pentru ca un ciclu natural de formarea rocilor să se încheie, a trebuit să apară mișcări ale scoarței care să creeze posibilitatea ca părți superioare ale litosferei împreună cu sedimentele deja formate, să fie aduse la adîncimi mai mari sau mai mici în interiorul pămîntului, unde noile condiții fizico-chimice create prin aceste acțiuni mecanice, sau exercitate de bazinele magmatice intruse ulterior, fiind altele decît cele în care s-au format rocile inițial, să poată acționa în sensul modificării echilibrelor deja formate.

În aceste condiții rocile scufundate sau cele influențate de acțiunile magmelor intruse au căutat să se adapteze suferind transfomări în urma unor reacții fizico-chimice, sau în urma unor procese de recristalizare, schimbîndu-și astfel parțial sau total caracterele primordiale. Rocile formate în aceste condiții se numesc cu termenul general de *roci metamorfice*.

Rocile metamorfice se pot deci forma fie prin transformarea rocilor eruptive, fie prin transformarea rocilor sedimentare.

Întregul circuit al formării și transformării rocilor este redat schematic în fig. 96 în care se vede circuitul natural petrogenetic, cu etapele sale în aparență statice, însă în realitate totdeauna într-o continuă mișcare și într-o continuă luptă a contrariilor în care rezidă izvorul dezvoltării.

Scanned with OKEN Scanner

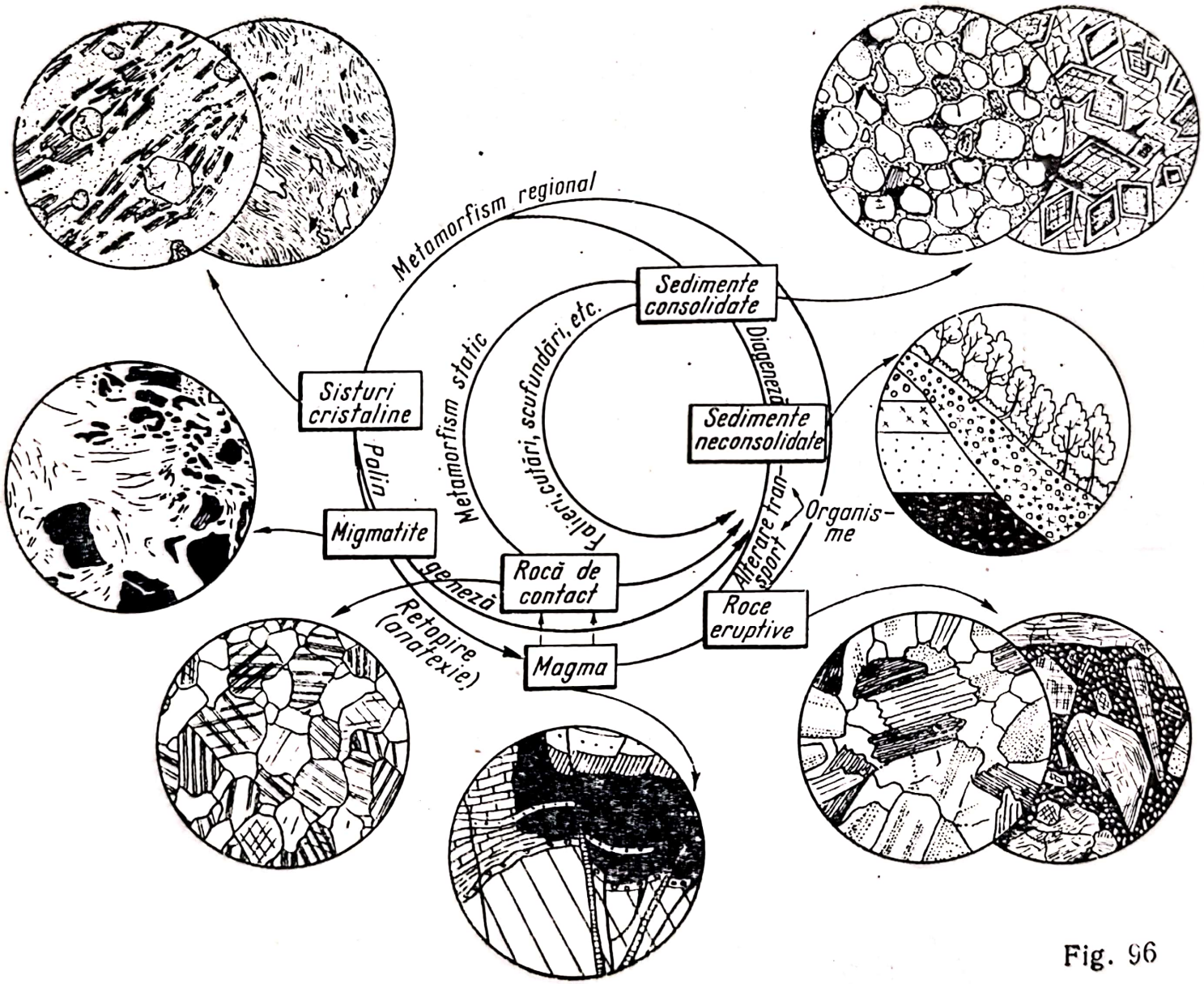

Metamorfism regional
Sedimente consolidate
Diageneză
Sisturi cristaline
Metamorfism static
Faliere, cutări, scufundări, etc.
Sedimente neconsolidate
Alterare transport
Organisme
Topire
Migmatite
geneză
Rocă de contact
Roce eruptive
Retopire (anatexie)
Magma

Fig. 96

Diferitele feluri de roci care intră în compoziția litologică a scoarței pămîntului se pot exprima în procente astfel:

Roci magmatice			95,00%
Roci sedimentare	Argile	0,80%	1,00%
	Gresii	0,12%	
	Calcare — Dolomite	0,08%	
Roci metamorfice			4,00%
Total			100,00

Din aceste date reiese clar că rocilor sedimentare și metamorfice nu le revin decît un procent de 5% în timp ce rocilor magmatice le revine procentul cel mai însemnat.

Scanned with OKEN Scanner

ROCILE MAGMATICE

Rocile magmatice rezultă prin trecerea unei soluţii numită „magmatică“ * sau simplu magmă din starea lichidă, în starea solidă.

Pentru a ne da seama de felul cum decurge procesul de solidificare a magmei şi care este rezultatul lui, este necesar să se cunoască cîţiva parametri foarte importanţi ai procesului magmatic, unii privind caracteristicile fizice ale unei soluţii magmatice adică temperatura, presiunea externă, tensiunea internă sub care poate să aibă loc solidificarea magmei etc., iar alţii privind caracteristicile chimice ale ei, adică compoziţia, concentraţia, solubilitatea diverşilor componenţi, viscozitatea magmei etc.

Firește factorii fizici, temperatura și presiunea, pot fi numai apreciaţi, prin metode indirecte, sau pot fi cunoscuţi din observaţii directe, în timp ce compoziţia chimică a magmelor se poate deduce din analiza chimică a produselor lor de consolidare, adică a rocilor. În ceea ce privește conţinutul în substanţe volatile a magmelor, acesta poate să fie uneori dedus cu oarecare aproximaţie, direct sau din însăși masa rocilor.

Pe de altă parte, cercetările de laborator făcute pentru sintetizarea anumitor minerale au dat indicaţii asupra sistemului fizico-chimic: presiune-temperatură-compoziţie, lăsînd să se întrevadă pînă la un anumit punct și condiţiile naturale, care duc la formarea mineralelor în interiorul pămîntului, adică tocmai condiţiile fizice care determină solidificarea unei soluţii magmatice.

---

* Soluţia magmatică este o soluţie intratelurică ionică constituită din silicaţi ai aluminiului şi fierului cu metale alcaline şi alcalinoteroase etc., în care se mai găsesc dizolvaţi unii oxizi, fosfaţi, silicotitanaţi, sulfuri. Soluţia este saturată cu vapori de apă şi compuşi volatili solubili în H_2O.

Scanned with OKEN Scanner

Caracteristicile fizice și chimice ale unei soluții magmatice

Este însă de la sine înțeles că procesul de solidificare, în condiții naturale, apare mult mai complex decît operațiile studiate în condițiile de laborator, pentru sintetizarea unor minerale, deoarece și fenomenele naturale care determină procesul de solidificare magmatică sînt mult mai complexe.

În ceea ce privește caracteristicile fizice ale unei soluții magmatice este bine să ne ocupăm întîi de temperatura soluțiilor magmatice.

Frecvent acest factor poate fi determinat numai în mod indirect și numai în rare cazuri în mod direct, mai precis atunci cînd vulcanologii posedînd, bineînțeles, și o aparatură specială, nu sînt supuși pericolelor ce le opun eventualele revărsări de lavă.

Înainte de a vorbi despre modurile indirecte de determinare a temperaturii soluțiilor magmatice, este necesar să arătăm că punctul de topire în general, se definește ca *temperatura la care există un echilibru între cristal și topitura sa.*

Un cristal simplu are un anumit punct de topire, bine determinat în anumite condiții de presiune.

Punctul de solidificare se definește prin temperatura la care din topitura unei substanțe, prin răcire (scădere de temperatură), se separă cristalele de aceeași compoziție chimică. La o anumită presiune atît topirea cristalelor, cît și solidificarea topiturii se fac la aceeași temperatură. Pentru cristale mixte însă, cum este de obicei cazul mineralelor care constituie rocile magmatice, problema capătă un alt aspect. Acestea nu mai au puncte fixe de topire, ci intervale de topire. Experiența arată că într-adevăr rocile magmatice se topesc într-un oarecare interval de temperatură astfel: granitele între 1215–1260°C, dioritele între 1070–1150°C, andezitele între 1050—1215°C, bazaltele între 985—1260°C

Datele de mai sus trebuie înțelese în condițiile normale de presiune. La presiuni mai mari, are loc și o creștere a temperaturii de topire. Determinarea indirectă a temperaturii de topire la adîncimi mai mari este desigur mai greu de făcut, deoarece nu sîntem încă în posesia unor date care să stabilească

raportul dintre presiune și temperatură în cazul acestor adîncimi. În afară de aceasta nu este chiar așa de ușor să determinăm presiunea pentru fiecare caz în parte. S-a constatat, de asemenea experimental că în cazul mineralelor și rocilor, schimbarea de stare de la solidă la lichidă se face printr-o înmuiere continuă și nu printr-o topire bruscă.

La rocile cu paste complet sticloase lipsite de formații cristaline ca de exemplu: obsidiana, pechsteinul, vitrofirul, fenomenul de înmuiere sau de solidificare se face la temperaturi destul de ridicate. Tocmai aceste date, obținute experimental, pot da indicații indirecte asupra temperaturii aproximative la care are loc în natură solidificarea magmelor *în mod static.*

Transformările polimorfe ale unor minerale studiate în laborator pot de asemenea în mod indirect, să ne furnizeze indicații relative la temperatura la care a fost supus sistemul fizico-chimic magmatic cu ocazia formării rocii, depinzînd însă în largă măsură de presiune.

Astfel, *cuarțul* deasupra temperaturii de 575°C apare cristalizat în sistemul hexagonal și poartă denumirea de α-cuarț. Sub temperatura de 575°C cuarțul cristalizează trigonal și poartă denumirea de β-cuarț.

Practic, dacă într-o rocă cuarțul apare cristalizat în sistemul hexagonal, se poate conchide că roca s-a format la o temperatură, în orice caz, mai mare de 575°C. Dacă cuarțul apare cristalizat în sistemul trigonal, atunci roca s-a format la o temperatură mai mică de 575°C.

Mai sînt și alte minerale care ne pot furniza date asupra temperaturii soluției magmatice, ca:

Leucitul ($KAlSi_2O_6$) care la temperatura de 600° se transformă din cubic în patratic, *Enstatitul* $Mg_2(Si_2O_6)$ și altele.

Experimental s-au mai pus în evidență și alte metode indirecte pentru determinarea temperaturii magmei printre care: determinarea raportului izotopilor de oxigen în minerale $\left(\frac{O^{16}}{O^{18}}\right)$; folosirea mineralelor cu incluziuni lichide, cărora li se determină temperatura la care dispare bula de gaz; sau în sfîrșit determinarea raportului de concentrație al cristalelor mixte care este o funcție de temperatură.

Indicații indirecte asupra temperaturii magmelor, în timpul cînd acestea efectuează mai ales intruziuni, ne pot da „enclavele". Acestea sînt niște fragmente de oarecare roci ce rămîn accidental înglobate în magmă în timpul intruziunii.

După felul cum se comportă magma cu aceste enclave, ne putem da seama de temperatura magmei *în timpul intruziunii*: astfel, dacă enclavele apar topite, temperatura magmei a fost destul de ridicată, pentru a putea provoca topirea lor. Dacă enclavele arată rotunjirea proeminențelor sau a marginilor, aceasta înseamnă că temperatura magmei a fost în orice caz suficient de ridicată pentru a le topi marginile sau colțurile. Dacă enclavele nu arată urme de topire, denotă că temperatura magmei nu a fost prea ridicată (ceea ce depinde firește și de chimismul enclavei).

De multe ori enclavele ne pot preciza cu oarecare aproximație și temperatura în grade a magmelor, cu condiția ca acestea să conțină minerale netopite. Astfel, dacă enclavele conțin $CaCO_3$ sub formă de calcit, netopit, temperatura magmei nu a trecut de 1290°C.

Dacă enclavele sînt de arcoză * și aceasta este netopită, temperatura magmei nu a fost mai mare de 1150°.

În mod direct, temperatura magmei a fost determinată prin măsurarea temperaturii lavelor la vulcanii activi. Desigur că operația apare destul de complicată, deoarece necesită mijloace speciale și deosebite precauții. Cu toate acestea s-a măsurat temperatura lavelor de Vezuv și Kilauea ** (Hawai) (lave bazice cu cele mai ridicate temperaturi) și s-au găsit valori cuprinse aproximativ între aceleași limite 1000—1200°C.

Temperaturile astfel determinate au fost considerate ca valori minimale, deoarece se admite că magmele în cursul ascensiunii lor către suprafață pot suferi încă oarecare schimbări de temperatură.

---

* Arcoză este o rocă grezoasă formată din cuarț și feldspat produsă prin dezagregarea granitelor.

** În craterul Kilauea, în lacul de lavă format, se arată că temperatura la adîncimea de 13 m de la suprafață este în jurul lui 1 080°. La adîncimea de 1 m de 880°; iar pe ultimul metru pînă la suprafață, temperatura crește între 880° și 1 080° pentru ca de la suprafață în sus temperatura să crească și mai mult. Această variație de temperatură pe ultimul metru se pune pe seama combustiei gazelor degajate din magmă.

Scanned with OKEN Scanner

În general, din datele obținute cu metode indirecte, sau prin observație directă, se poate conchide că temperatura soluțiilor magmatice nu este cu mult mai mare de 1 000—1 300°C.

Răcirea soluțiilor magmatice nu se face așadar la o anumită temperatură, ci este delimitată de o suprafață de temperatură, în care viteza de răcire și de cristalizare a magmei, sînt funcțiuni ale gradientului temperaturii și conductibilității termice a mediului ambiant. Gradientul temperaturii (G_t) este dat de relația: $G_t = t_m - t_e$ în care t_m este temperatura soluției magmatice, iar t_e — temperatura adîncimii unde are loc solidificarea soluției magmatice (în condiții endogene).

La adîncimi mari, scăderea de temperatură a magmelor are loc într-un timp foarte îndelungat, în timp ce la suprafață scăderea de temperatură are loc într-un timp foarte scurt.

Acest lucru are ca efect în primul caz o cristalizare înceată a componentelor magmei, iar în al doilea caz o cristalizare rapidă. Viteza de cristalizare a componentelor magmei este de mare importanță și necesar să fie cunoscută, deoarece ea determină, în foarte mare măsură, condițiile de structură a rocii.

Presiunea importantă la care este supusă soluția magmatică în timpul solidificării ei, este determinată de presiunea litostatică a materialului suprapus. S-a calculat că la o adîncime de 10 km corespunde o presiune de 2 700 kg/cm².

În anumite cazuri (puține de altfel) solidificarea unei magme poate fi influențată și de presiunea orientată, adică de Stress.

Un factor important pentru comportarea fizico-chimică a magmei este însă și tensiunea internă a soluției magmatice.

În anumite condiții, tensiunea internă poate întrece chiar presiunea exterioară la care este supus bazinul magmatic în interiorul scoarței.

Viscozitatea magmei sau „frecarea internă“ a ei este capacitatea unui strat din magmă de a transmite mișcarea sa unui alt strat, învecinat, din soluția magmatică. Această acțiune se datorește forțelor de atracție dintre moleculele componente ale magmei. Trebuie remarcat însă faptul că alunecarea unui strat de lichid magmatic întîmpină din partea stratului învecinat o rezistență analogă cu forța de frecare, ce apare atunci cînd un corp solid alunecă pe un altul.

Scanned with OKEN Scanner

Frecarea internă a magmei se definește cu numele de viscozitate și se măsoară în puazi. Ea este aceea care determină în mod sensibil fenomenele și produsele consolidării magmatice.

Viscozitatea unei magme depinde de mai mulți factori în mod complex și anume: compoziție chimică, presiune, temperatură etc. Ea crește cu presiunea și scade cu creșterea temperaturii. Se deduce de aici că fenomenele de difuzie și cristalizare, procesele de diferențiere (sau de dezomogenizare magmatică) cît și curgerea lor la suprafață sub formă de lave sînt influențate, în foarte largă măsură, de viscozitate.

Din punct de vedere al compoziției chimice se constată, în general, că magmele acide (adică acelea care au un conținut mai mare de SiO_2) sînt mai vîscoase decît cele bazice (cu un conținut mai mic în SiO_2).

Viscozitatea unei magme poate fi micșorată printr-un mare conținut în substanțe volatile. S-a constatat chiar că magmele acide, cînd au un conținut mare de substanțe volatile, pot fi destul de fluide.

În ceea ce privește caracteristicile chimice ale unei soluții magmatice, indicații importante ne furnizează aproape totdeauna analiza chimică a unei roci de origine magmatică, deoarece tocmai roca este produsul de consolidare a acestei soluții intratelurice ionice preponderent silicatată. Desigur că nu totdeauna indicațiile apar riguroase, deoarece pierderea de substanțe volatile în timpul răcirii, nu este luată în considerare și în afară de aceasta se constată chiar că unele roci au o compoziție deosebită de a magmelor din care s-au consolidat.

Din foarte multe analize chimice efectuate asupra rocilor magmatice, s-a ajuns la concluzia că cele mai importante substanțe chimice, sub formă de oxizi, care intră în compoziția lor sînt:

$$SiO_2,\ Al_2O_3,\ Fe_2O_3,\ FeO,\ MgO,\ CaO,\ Na_2O,\ K_2O,\ H_2O.$$

De observat că din punct de vedere elementar, în compoziția magmelor ca și a rocilor, în mod principal iau parte puține elemente chimice, și acestea numai între anumite limite.

În rocile magmatice SiO_2 variază între 40 și 80%. După procentul de SiO_2, rocile se împart în acide (peste 65% SiO_2), neutre sau intermediare (65—52% SiO_2) și bazice (cu mai puțin de 52%

SiO_2). Al_2O_3 variază în limitele 10—22%. În cazul fierului se transformă mai întîi Fe_2O_3 în FeO și se adaugă apoi la FeO existent. În această situație el variază între 0 și 15%. În privința MgO, aproape jumătate din rocile analizate conțin mai puțin de 2%; la cealaltă jumătate, pentru o parte din rocile analizate procentul ajunge pînă la 9%, iar pentru o altă parte, în cazuri extreme, pînă la 18% sau chiar mai mult. CaO variază între 0 și 12%. Se mai constată că aproximativ 2/3 din rocile analizate au un conținut ce variază între 2 și 5% Na_2O; de altfel acest oxid se găsește în cantitate mică în aproape toate rocile. În ceea ce privește K_2O, se constată că la aproximativ 40% din rocile analizate procentul este mai mic de 2%, iar în rest procentul variază între 2 și 6%.

Analiza chimică globală făcută asupra unei roci pune în general în evidență 15—16 oxizi, care se exprimă în procente gravimetrice.

Pentru interpretări de ordin petrogenetic, adică pentru a se căpăta date relative la natura magmei din care s-a solidificat roca, această analiză se calculează reducîndu-se sistemul (de 15—16 elemente sau chiar mai multe) la mai puțini componenți. Astfel, se împarte fiecare procent gravimetric, determinat în analiza chimică, prin masa moleculară a substanței respective. Pentru a nu se ajunge la calcule cu zecimale prea multe, se înmulțesc aceste date cu 1 000 sau cu 10 000. De exemplu, dacă o analiză chimică arată că procentul de SiO_2 este de 67,93%, acesta se împarte la masa moleculară a SiO_2 care este 60,06:

$$\frac{67,93}{60,06} = 1,1310 \times 10\,000 = 11\,310.$$

Valoarea 11 310 se notează cu *Si*.

Se procedează la fel și pentru celelalte date ale analizei chimice, după ce Fe_2O_3 s-a transformat în FeO și apoi se fac calculele (împărțirea la masa moleculară).

Datele astfel obținute constituie „proporțiile moleculare“ și se notează cu *Al* pentru Al_2O_3, *Fm* pentru suma Fe_2O_3 + , FeO +, MgO + MnO, cu *C* pentru CaO și cu *Alk* pentru suma K_2O + Na_2O.

Scanned with OKEN Scanner

Se raportează apoi aceste date la 100 și se capătă alte date care sînt denumite *valori moleculare*. Acestea se notează cu:

al care reprezintă valoarea pentru Al_2O_3;
fm „ „ „ „ Fe_2O_3 (+ cel transformat) + MgO + MnO;
c „ „ „ „ CaO;
alk „ „ „ „ ($K_2O + Na_2O$)

Valorile moleculare *Si*, *al*, *fm*, *c*, *alk*, căpătate și a căror sumă este constantă, pot fi reprezentate, sau într-un tetraedru, zis tetraedru de concentrație, sau pot fi raportate la un sistem de axe rectangulare în care se ia pe abscisă valoarea lui *Si* și valorile *al*, *fm*, *c* și *alk* ca ordonate.

În primul caz, aceste valori, în afară de *Si*, se pot înscrie în vîrfurile unui tetraedru, în care se pot studia foarte bine diferitele relații ce există între oxizii metalici și se pot trage concluzii referitoare la originea rocilor, respectiv natura magmelor, bineînțeles ținîndu-se seama și de alte considerente.

În cazul al doilea, roca caracterizată prin valorile *al*, *fm*, *c* și *alk* este reprezentată prin patru puncte, toate corespunzînd la o aceeași abscisă, adică la un același *Si*. Aceste valori sînt numite parametri lui Niggli.

Avantajul acestei reprezentări este că pe o aceeași diagramă se pot reprezenta diferitele roci ale unei serii magmatice și se pot interpreta relațiile dintre ele din punct de vedere chimic.

Punctele corespunzînd diferitelor valori pentru *al*, *fm*, *c* și *alk* se unesc prin niște curbe care urmăresc mersul caracteristic pentru o anumită serie de roci născute dintr-o aceeași magmă.

Chimismul oricărei serii care rezultă din interpretarea datelor analitice poate fi reprezentat printr-o diagramă numită diagramă de diferențiere.

Prin faptul că sistemul fizico-chimic compus din cele opt elemente a fost redus la patru elemente, așa cum s-a văzut mai sus, adesea apare necesar, pentru a se compensa această reducție, să se mai calculeze și alte valori, care luate împreună cu valorile *al*, *fm*, *c*, *alk*, să poată da o imagine cît mai fidelă asupra chimismului rocii și magmei din care s-a separat roca.

Scanned with OKEN Scanner

Astfel se poate calcula raportul:

$$\frac{K_2O}{Na_2O + K_2O} = K \text{ sau raportul } \frac{MgO}{FeO + MnO + MgO} = Mg,$$

care arată partea din alcaline, sau din substanțele feromagneziene ce revin potasiului sau magneziului, sau de exemplu o altă valoare *qz* „numărul cuarțului" care ne poate da lămuriri asupra conținutului de silice liberă. Pentru a satura atomii metalici cu silice, în proporțiile în care este necesar să se formeze din soluția magmatică feldspați, piroxeni, amfiboli (silicați cu un conținut superior de silice), este necesară o cantitate de silice $Si' = (100 + +4\,alk)$ pentru cazul în care $al > alk$; iar pentru cazul în care $al < alk$, $Si' = (100 + 3al + alk)$. Valoarea $qz = Si - Si'$ ne dă lămuriri asupra prezenței sau absenței silicei libere. Dacă $qz > 0$, aceasta denotă prezența silicei libere în rocă, iar dacă $qz < 0$, SiO_2 din soluția magmatică saturează silicații cu conținut inferior de silice (olivin, feldspatoizi) și denotă deci magmă săracă în SiO_2. Prin urmare, din aceste date se pot trage concluzii importante asupra silicei și oxizilor metalici care constituie aproape întreaga masă a soluțiilor magmatice.

În afară de această metodă de calcul se mai cunosc și alte metode, dintre care este de menționat cea a lui Zavarițki, prin care se urmărește obținerea unei serii de valori principale sau auxiliare, care să reprezinte cît mai fidel relațiile dintre compoziția chimică a rocii respective, a magmei și cea mineralogică a ei.

În orice caz, din punct de vedere chimic, analizele făcute asupra rocilor arată că soluțiile magmatice sînt constituite în cea mai mare parte din silicați (cca. 98%). De asemenea, aceste analize pun totuși în evidență prezența în magmă și a altor substanțe mai volatile, fixate deja în mineralele rocilor, ca de exemplu H_2O, cloruri, fluoruri etc.

Din punct de vedere fizic trebuie reținut însă că soluția magmatică conține, substanțe cu puncte de topire foarte ridicate (silicați în jurul lui 1 000°) și substanțe care au punctul de topire scăzut (substanțe volatile, apă).

Scanned with OKEN Scanner

Echilibre eterogene privind separarea prin cristalizare a mineralelor din magmă

Sisteme fizico-chimice și regula mineralogică a fazelor

Magma fiind, după cum s-a văzut, o soluție la temperatură înaltă, constituie, din punct de vedere fizico-chimic, un sistem omogen. Dacă aceasta, datorită condițiilor geologice, suferă variații ale factorilor fizici — temperatură și presiune — atunci, după un timp oarecare, începe să separe substanță cristalizată, trecînd astfel dintr-un sistem omogen într-un sistem eterogen. Echilibrul în care se află în acest caz substanța cristalizată, cu aceea încă lichidă, se numește echilibru eterogen.

Astfel de echilibre eterogene se întîlnesc în natură nu numai sub forma stărilor lichid $\rightleftharpoons$ cristal, ci de multe ori și între stările lichid $\rightleftharpoons$ vapori sau chiar solid $\rightleftharpoons$ vapori.

Stările care se pot separa pe cale fizică (mecanică) se numesc faze.

În sistemele eterogene, echilibrele fizico-chimice depind de presiune și temperatură. Acest fapt se poate constata în natură în cazul apei, unde sistemul gheață $\rightleftharpoons$ apă $\rightleftharpoons$ vapori cu trei faze în echilibru nu poate exista decît numai pentru anumite valori ale presiunii și temperaturii (presiunea vaporilor la temperatura de topire).

Dacă presiunea sau temperatura variază, atunci cele trei faze nu mai pot exista în același timp și drept urmare ele trec într-un sistem cu un echilibru dintre două faze: apă $\rightleftharpoons$ gheață; gheață $\rightleftharpoons$ vapori; apă $\rightleftharpoons$ vapori.

În acest caz se spune că sistemul nu are nici un grad de libertate și se numește sistem invariant.

Dacă într-un sistem cu două faze variem temperatura, atunci echilibrul poate subzista. În acest caz, presiunea capătă anumite valori ce depind de valorile temperaturii. Sistemul acesta se numește monovariant sau cu un grad de libertate.

Tot astfel pot exista în natură și alte sisteme, zise bivariante, în care poate varia în mod independent, de exemplu presiunea

și temperatura și de asemenea alte sisteme trivariante etc., în care poate varia de exemplu și concentrația soluției sau alți factori.

Gradul de libertate al sistemului se definește așadar prin numărul de variabile ce pot fi modificate în mod independent într-un sistem eterogen, fără ca echilibrul să se schimbe.

Remarcăm, în mod deosebit, că un alt factor care poate interveni în sistemele eterogene este numărul componenților ce iau parte independent la formarea sistemului. De exemplu o soluție de sare în apă constituie o fază cu doi componenți NaCl și H_2O. Însă echilibrul eterogen gheață $\rightleftharpoons$ apă $\rightleftharpoons$ vapori constituie în adevăr un sistem cu trei faze dar cu un singur component: H_2O.

Între numărul fazelor (F), acel al gradelor de libertate (L) și al componenților (C) există o relație foarte simplă numită regula fazelor, și anume:

Faze + grade de libertate = componenți + 2.

$$F + L = C + 2.$$

Această regulă arată numărul maxim de faze posibile ce pot coexista într-un sistem, constituit dintr-unul sau mai mulți componenți. De exemplu la apă sistemul fiind cu un singur component, aplicînd regula fazelor se constată că pentru $L = 0$ pot coexista trei faze (gheață $\rightleftharpoons$ apă $\rightleftharpoons$ vapori). În natură pot exista sisteme cu 2, 3 sau mai mulți componenți.

Magmele, de exemplu, sînt, după cum s-a văzut, sisteme cu mai mulți componenți: SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, CaO, MgO, K_2O, Na_2O, H_2O etc.

Trebuie să remarcăm însă faptul că în natură există o probabilitate nebănuit de mică, de a avea coexistența temperaturii și a presiunii necesară sistemelor invariante. Acestea variază între limite extrem de largi, așa încît dacă $L = 2$, relația de mai sus devine $F + 2 = C + 2$ sau $F = C$, cu alte cuvinte în natură numărul fazelor devine egal cu acela al componenților.

Această relație constituie regula fazelor mineralogică.

Regula fazelor poate da indicații foarte importante în studiul procesului de cristalizare al mineralelor, cu condiția ca aplicarea ei să se facă cu multă prudență. Ea devine aplicabilă numai atunci cînd în sistemele eterogene se găsesc echilibre complete. În procesul de cristalizare a magmelor desigur că astfel de echilibre se întîl-

Scanned with OKEN Scanner

nesc extrem de rar, deoarece magmele avînd, în orice caz, o viscozitate mai mare, componentele lor moleculare nu pot difuza cu ușurință; astfel încît în locul unor echilibre reale apar echilibre aparente.

Pentru explicarea procesului de consolidare a magmelor s-au studiat în laborator magme artificiale.

Deoarece la topiturile cu mai mulți componenți problema se complică, din ce în ce mai mult, majoritatea cercetărilor s-au făcut asupra sistemelor cu doi sau trei componenți. Rezultatele obținute și apoi generalizate permit să se explice, într-o oarecare măsură procesul de consolidare al magmelor naturale, ce au un număr mult mai mare de componenți, supuse însă altor condiții fizice.

Cazul unei topituri monominerale

Răcirea unei topituri duce la fenomenul de cristalizare, care începe mai întîi cu formarea unor mici centre cristaline (germenii cristalini) ce plutesc în masa topiturii. Creșterea succesivă a acestor centre conduce în cele din urmă la formarea indivizilor cristalini. Considerînd un sistem de axe de coordonate și înscriind pe abscisă puterea de cristalizare spontană, măsurată prin numărul de centre de cristalizare, ce apar în unitatea de volum și timp în funcție de numărul de grade înscrise pe coordonată la care este adusă topitura subrăcită, bineînțeles sub temperatura normală de solidificare, se obține curba din fig. 97 (topitură monominerală).

Din interpretarea ei rezultă că la temperatura de solidificare normală, precum și sub acest punct pînă pe la 30°C, topitura prezintă un număr mic de centre de cristalizare (regiunea metastabilă). La subrăciri mai pronunțate rezultă un număr mai mare de centre de cristalizare, pentru ca numărul să aibă valoarea maximă la o subrăcire de 55°C sub punctul de topire normal (regiunea labilă). Topitura subrăcită și mai mult, face ca puterea de cristalizare spontană să scadă la zero (cam cu 120° sub temperatura de fuziune a topiturii) (fig. 97). Aceste constatări sînt în măsură să ne explice o serie de caractere observate la rocile eruptive, printre care motivul datorită căruia rocile consolidate la adîncime, în scoarța terestră, sînt complet cristalizate în timp ce acelea

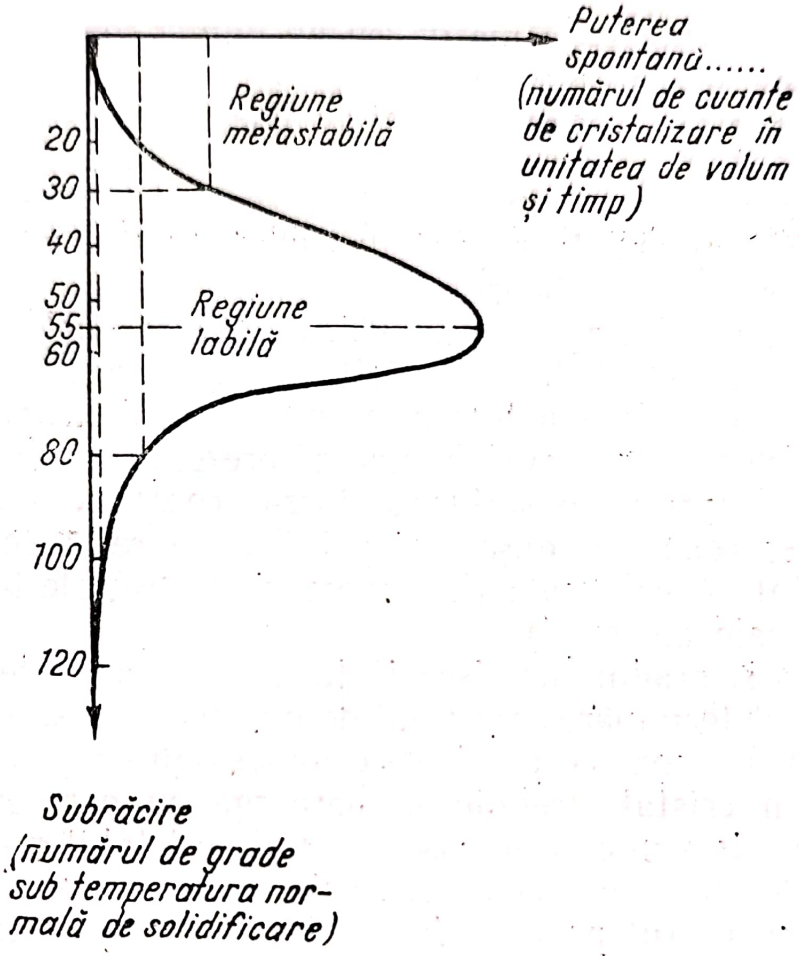


Fig. 97

consolidate superficial, prezintă (de cele mai multe ori) un conținut de sticlă. Curba permite să ne dăm ușor seama de cauza care face ca uneori rocile să fie constituite din granule mari, iar alteori din granule mici. Într-adevăr, dacă o magmă se răcește foarte încet, în regiunea metastabilă, se formează puține centre de cristalizare, dar în același timp din cauza răcirii lente, puținele cristale formate din aceste centre de cristalizare pot să crească și să capete dimensiuni din ce în ce mai mari. Cînd în cele din urmă magma a ajuns în regiunea labilă, toată masa ei a avut timp să se consolideze.

Dacă o magmă se răcește mai repede, cum este cazul rocilor care s-au consolidat aproape de suprafața pămîntului, în regiunea metastabilă, nu există timp decît să se formeze puține centre, iar magma ajunge consolidată incomplet pînă în regiunea labilă, unde centrele încep să se formeze în număr mare. În aceste con-

diţii magma cristalizează masiv, cu un număr foarte mare de cristale, însă de dimensiuni mici.

Dacă o magmă se răceşte şi mai repede, cum este cazul rocilor consolidate chiar la suprafaţa globului (lavele), atunci răcirea magmei parcurge foarte repede ambele regiuni şi neavînd timpul să cristalizeze, ajunge la o fază de subrăcire în care nu se mai produc centre de cristalizare.

În acest caz rezultă o masă amorfă, de natura sticlei, care poate fi considerată ca un lichid subrăcit foarte viscos.

Din punct de vedere petrografic, mai exact, structural, observaţia apare foarte importantă pentru că prezenţa materiei sticloase într-o masă eruptivă consolidată (într-o rocă) ne duce la concluzia că acea rocă s-a consolidat printr-o răcire bruscă a magmei (cu alte cuvinte se creează astfel raporturi structurale între componentele minerale ale rocii).

Evident că şi gradul de viscozitate al magmei este un factor important în determinarea gradului de mărime al granulelor cristaline (structura), deoarece particulele ionice sau grupele lor, pentru a construi un cristal, trebuie să parcurgă cu oarecare uşurinţă drumul din poziţia în care se găsesc pînă la cristalul ce-l formează.

Este uşor de înţeles că dacă magma prezintă un grad de fluiditate mai mare transportul particulelor ionice sau grupele lor, în interiorul lichidului magmatic, se face cu o mai mare uşurinţă şi invers, dacă magma este vîscoasă difuzarea particulelor, dacă nu este complet împiedicată, este în orice caz extrem de încetinită. În aceste ultime condiţii centrele cristaline formate nu mai pot creşte şi, în continuare, avînd loc o importantă suprarăcire, o însemnată parte din masa magmei se consolidează sub formă de sticlă.

S-a arătat anterior că topiturile acide de silicaţi, sînt vîscoase, pe cînd cele bazice sînt fluide. Aici remarcăm faptul că tocmai din această cauză, magmele acide ce au erupt la suprafaţa Pămîntului produc roci cu o mare cantitate de cristale mărunte sau de sticlă, de exemplu riolite, obsidian (sticlă), iar cele bazice se consolidează sub formă de roci în care cantitatea de sticlă este mai redusă.

Trebuie scos în evidenţă că totuşi magmele acide, în interiorul scoarţei pot să devină fluide şi să cristalizeze bine, dacă se găsesc

prezenți compușii volatili dizolvați în magmă, bineînțeles, sub o mare presiune. Uneori rocile consolidate în aceste condiții pot prezenta cristale de dimensiuni chiar destul de mari (fenocristale).

Sisteme cu mai multe faze solide ale aceluiași component

Se întîlnesc corpuri chimice care, în stare solidă, pot exista sub mai multe faze cristalizate. Astfel, sulful este cunoscut ca fiind cristalizat monoclinic sau ortorombic, $CaCO_3$ în mod natural cristalizat romboedric (calcit), sau ortorombic (aragonit) etc. Această proprietate este deja cunoscută sub numele de *polimorfism*.

S-a constatat că aceste faze deosebit cristalizate ale unui același corp, pot să treacă una în alta, sub influența variației de temperatură. Cînd transformarea poate avea loc, fie ridicînd sau fie coborînd temperatura, adică atunci cînd transformarea poate avea loc și într-un sens și în celălalt, se numește *enantiotropă*, iar cînd are loc numai într-un singur sens, dar în sens invers nu mai are loc transformarea, se numește *monotropă* (v. pag. 158).

Se obișnuiește a se numi mineralul ce se formează deasupra temperaturii de transformare cu numele de modificația α, iar sub această temperatură modificația β.

Transformarea unei modificații în alta se manifestă prin schimbarea valorilor numerice ale proprietăților fizice, cum sînt de exemplu indicii de refracție, tensiunea de vapori sau parametrii de rețea care duc chiar la modificarea a însăși rețelei cristaline.

Dacă considerăm una din modificații, de exemplu modificația β, aceasta va da naștere la orice temperatură, la cîte o tensiune de vapori, care va varia bineînțeles cu temperatura.

Într-o diagramă p, t (presiune, temperatură) (fig. 98) se poate exprima această variație printr-o curbă AB. A doua modificație, α, va avea alte tensiuni, care vor fi reprezentate prin curba CD. Punctul U unde se întîlnesc cele două curbe reprezintă punctul de transformare a celor două modificații α și β. Din interpretarea curbei din fig.98 rezultă că încălzirea modificației β duce la transformarea ei în modificația α care la temperaturi mai mari decît t_u va avea tensiunea de vapori mai mică decît a modificației β. Fenomenul se petrece invers la răcirea sub temperatura t_u

Scanned with OKEN Scanner

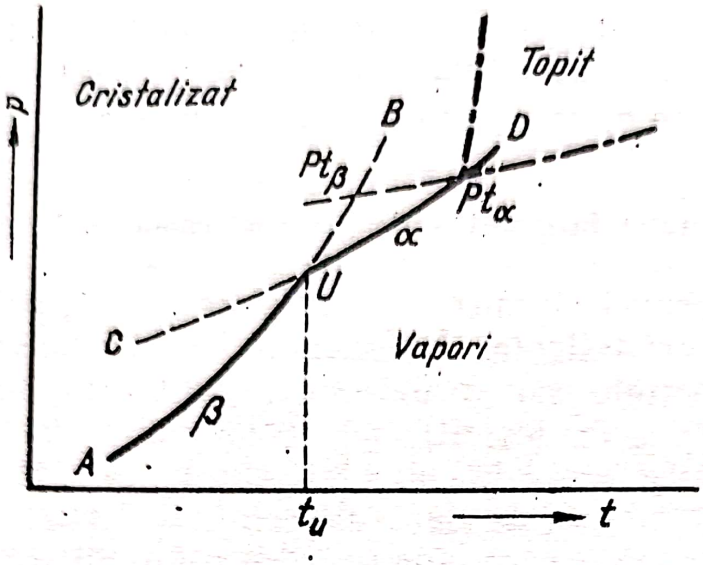


Fig. 98

cînd modificația α se transformă în modificația β cu o tensiune de vapori mai mică.

Dacă am admite că punctele de topire atît pentru modificația α, cît și pentru β se găsesc mai sus decît punctul *U*, atunci diagrama se modifică, Pt_α reprezentînd punctul de topire stabil al fazei β, iar Pt_β punctul de topire instabil al fazei β. Aceasta înseamnă că modificația β, printr-o împrejurare oarecare, ar putea trece și peste punctul de transformare.

În cazul transformărilor monotrope, punctul de topire se găsește sub cel de transformare. Se cunosc multe cazuri de transformări monotrope în natură, ca de exemplu diamantul (cubic) la grafit (hexagonal).

Între cele mai bine studiate transformări enantiotrope sînt acelea ale bioxidului de siliciu, care în natură se poate prezenta în mai multe faze solide și anume:

α-cuarț hexagonal
β-cuarț romboedric
α-cristobalit cubic
β-cristobalit tetragonal pseudocubic
α-tridimit hexagonal
β-tridimit rombic (pseudohexagonal)
calcedonie (mod. fibroasă)
sticlă (l)

Principalele transformări sînt: cuarț $\overset{575°C}{\rightleftharpoons}$ α-cuarț $\overset{870°C}{\rightleftharpoons}$ α-tridimit $\overset{1470°C}{\rightleftharpoons}$ α-cristobalit $\overset{1713°C}{\rightleftharpoons}$ topitură $\overset{2000°}{\longrightarrow}$ vapori.

Pentru tridimit și cristobalit sînt cunoscute transformări enantiotrope la temperaturi joase în stare de suprarăcire:

$$\beta\text{-tridimit} \overset{130^\circ C}{\rightleftharpoons} \alpha\text{-tridimit și cristobalit} \overset{180-270^\circ C}{\rightleftharpoons} \alpha\text{-cristobalit.}$$

Din aceste transformări, unele se fac cu multă ușurință, adică într-un scurt timp, iar altele mai greu, adică într-un timp foarte îndelungat, dar care pot fi accelerate în prezența unui mineralizator. Trebuie reținut însă că o transformare se face de obicei mult mai ușor cînd între cele două faze nu există deosebiri prea mari în structurile cristaline.

Punctele de transformare ale mineralelor, au deosebită importanță și prin faptul că ne dau posibilitatea de a aprecia, după cum de altfel s-a și văzut, temperatura la care au avut loc fenomenele care au dat naștere acestor minerale. Această metodă poate fi deci aplicată ca „termometru geologic". Tot în acest scop pot fi utilizate și alte reacții ca de exemplu:

$$CaCO_3 + SiO_2 = CaSiO_3 + CO_2.$$

Trebuie să subliniem însă faptul că nu toate schimbările de faze pot fi folosite ca „termometru geologic". De exemplu, echilibrul de faze solid $\rightleftarrows$ lichid este aproape imposibil de întrebuințat, pentru că acesta este foarte mult influențat de condițiile fizico-chimice, în special de compoziția fazei lichide, care în natură este foarte variabilă.

Sisteme cu două componente

Eutectice simple. Să admitem că avem de-a face cu două corpuri, *A* și *B*, care atunci cînd s-au topit se amestecă în orice proporție dînd naștere unei soluții omogene. În stare solidă aceste corpuri nu dau naștere la nici o combinație intermediară și nici la cristale mixte. Sistemul se poate reprezenta în diagrama din fig. 99 (primul plan hașurat) însemnînd pe abscise proporțiile la % de corp *A* și *B*. Punctul *x* este constituit de exemplu din 90% *A* și 10% *B*, considerînd că punctul *A* reprezintă 100% corp *A* și 0% corp *B*, iar punctul *B* reprezentînd 100% corp *B* și 0% corp *A*.

Însemnarea pe diagramă a punctelor ce reprezintă compoziția și temperatura unei topituri care începe să se solidifice, conduce

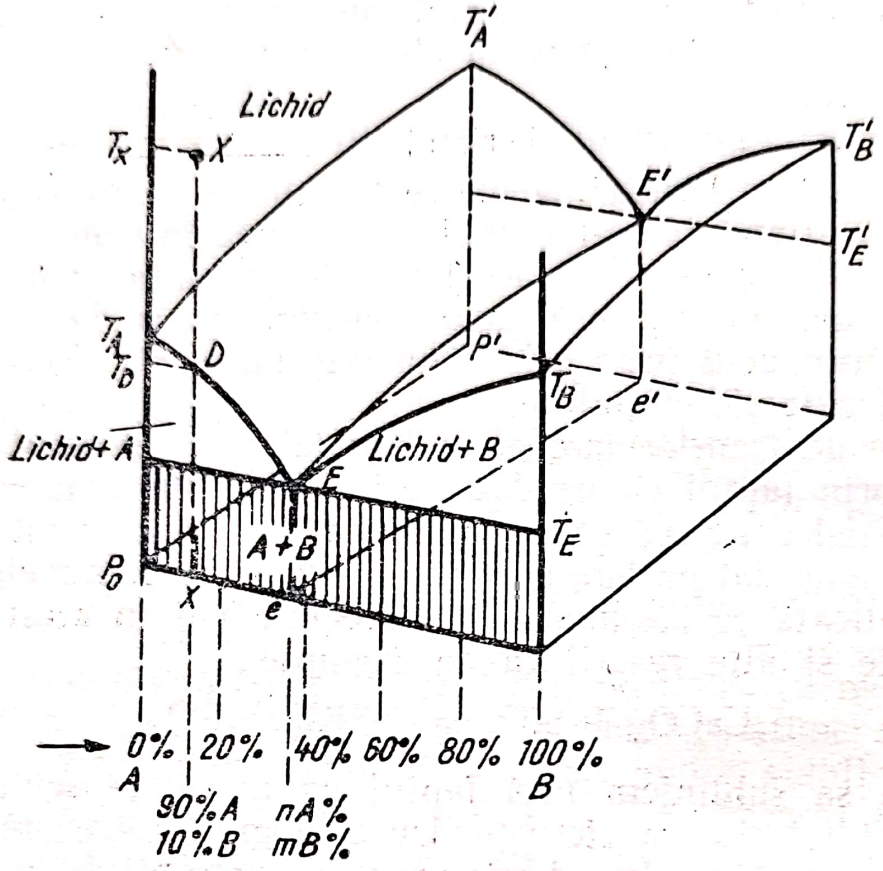


Fig. 99

la obținerea a două curbe numite de saturație * care coboară respectiv din T_A și T_B și se întîlnesc în punctul E la temperatura T_E. Acest punct reprezintă temperatura cea mai joasă la care poate să înceapă solidificarea unei topituri constituită din cele două componente A și B.

În acest punct de solidificare, compoziția topiturii este necesar să fie $nA\% + mB\% = 100$. Acest amestec constant de A și B, la care o topitură se solidifică la temperatura cea mai joasă posibilă se numește amestec *eutectic*.

În treacăt amintim că în cazul unui amestec de apă și sare eutecticul are compoziția 29% NaCl + 71% H_2O și că solidificarea se face la temperatura de — 21°C, mai scăzută prin urmare decît a oricăreia din cele două componente ale sistemului.

* Punctele de pe aceste două curbe ($T_A - E$ și $T_B - E$) reprezintă tot timpul topituri saturate în componentele A sau B.

În spațiu, diagrama arată și variația curbelor de saturație ale punctului eutectic în raport cu presiunea. De altfel este ușor de văzut din diagramă (stereografică, aceeași figură) că dacă facem să varieze presiunea de la p_0 la p', existînd prin urmare numai un grad de libertate, temperaturile T_E, T_A și T_B vor căpăta alte valori T'_E, T'_A și T'_B. Curbele de saturație își vor schimba și ele încetul cu încetul forma (a se compara planul din față cu cel din spate al figurii) și vor căpăta alt aspect. Desigur că acestei variații i se poate aplica relația Clausius-Clapeyron $\frac{\Delta t}{\Delta p} = T\frac{\Delta V}{Q}$, în care valoarea lui ΔV (variație de volum la temperatură T a unui mol de $A + B$) poate fi pozitivă sau negativă și din această cauză și raportul $\frac{\Delta t}{\Delta p}$ poate avea valori pozitive cît și negative (Q este căldura de topire corespunzătoare).

Un exemplu de variație a eutecticului în raport cu presiunea este cazul cuarțului din unele roci eruptive (riolite) în care cuarțul cristalizează sub formă de bipiramide hexagonale. În secțiunile subțiri se constată clar adeseori că aceste cristale au suferit o puternică coroziune din partea magmei.

Eutectice cu modificări enantiotrope. În afară de cazul eutecticelor simple, în natură se mai întîlnesc cazuri în care cristalele separate pot să se transforme la rîndul lor, bineînțeles la anumite temperaturi, în alte modificații:

$$A_\alpha \rightleftharpoons A_\beta \rightleftharpoons A_\gamma.$$

În cazul cînd aceste transformări au loc sub punctul eutectic, diagrama capătă forma din fig. 100.

Acest caz se întîlnește în natură la sistemul binar SiO_2 — Al_2SiO_5 (silimanit). Pentru a nu complica expunerea s-a suprapus acest sistem, peste diagrama teoretică din aceeași figură în care s-a făcut $A = SiO_2$, iar $B = Al_2SiO_5$. În același timp s-a marcat și temperatura pentru eute-

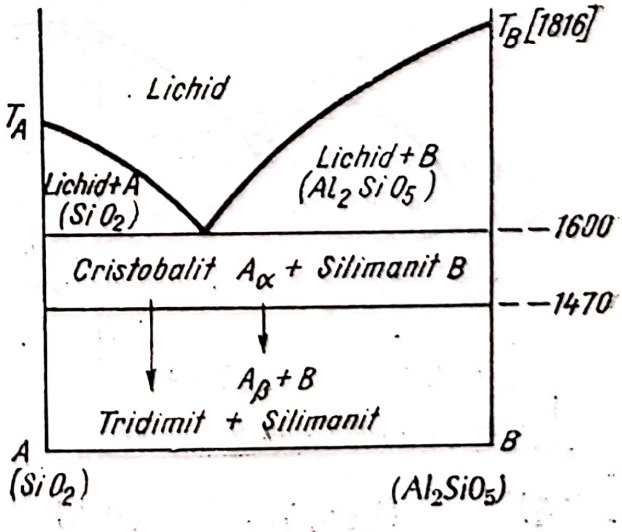


Fig. 100

ticul cristobalit-silimanit 1 600°, care, la temperatura de 1470° (eutectic), devine tridimit + silimanit prin transformarea cristobalitului în tridimit.

Sisteme binare cu compuși chimici intermediari

Dacă între componentele A și B se poate produce un compus chimic $A_n B_m$, sistemul poate fi considerat ca fiind compus din alte două sisteme mai simple: Primul sistem $A—A_n B_m$ și al doilea $A_n B_m—B$.

Dacă aceste două sisteme îndeplinesc condițiile eutecticelor simple, atunci curba de saturație prezintă un maxim pentru $TA_n B_m$ și două eutectice $E_1 = A + A_n B_m$ și $E_2 = A_n B_m + B$ ca în fig. 101. Ca exemplu citățm din natură sistemul $SiO_2(A)$ — Al_2O_3 (B) cu formare de cristobalit, tridimit (A) — silimanit $(A_n B_m)$ — corindon (B). Componentele sînt $A = SiO_2$ (cristobalit-tridimit), $B = Al_2O_3$ (corindon), iar $A_n B_m = SiO_2 \cdot Al_2O_3 = SiO_5\ Al_2$ (silimanit). În sistemul natural $SiO_2—Al_2O_3$ în punctul eutecticului E_2 intervalul $A + A_n B_m$ apare însă mult micșorat și cu punctul E_2 foarte ridicat, iar intervalul $A_n B_m + B$ mărit.

Tot în cadrul sistemelor binare cu compuși chimici intermediari $(A — A_n B_m — B)$ se pot întîlni numeroase cazuri cînd un cristal B, o dată separat dintr-o topitură, care își schimbă mereu compoziția prin procesul de răcire, ajunge de multe ori să nu se mai găsească în echilibru cu soluția din care s-a separat. La un moment dat cristalul, intrînd în reacție cu lichidul rezidual, face să apară în locul său o altă fază nouă.

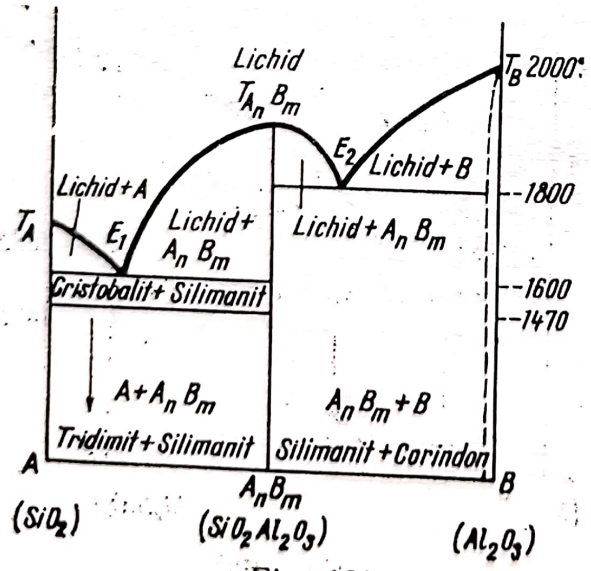


Fig. 101

Cristale mixte. În natură se întîlnesc sisteme, în care dintr-o topitură de doi componenți, nu apar în mod izolat cristale A și cristale B, ci se produc cristale omogene, în care componenții A și B, fără a fi combinați chimic, se asociază în proporții care pot varia oricum. Acest fel de cristale

poartă numele de cristale mixte. Ele sînt în fond produsele unui proces complex de interacţiune ce se petrece între cristalele formate şi magmă într-un interval de temperatură foarte larg în care există în mod continuu o reacţie chimică.

Un astfel de sistem cu doi componenţi destul de bine cunoscut şi des întîlnit în natură, de asemeni foarte bine studiat, este acel al feldspaţilor calcosodici (plagioclazi). Cei doi componenţi ai sistemului sînt: albitul ($NaAlSi_3O_8$) (Ab) şi anortitul ($CaAl_2Si_2O_8$) (An) (fig.102), al căror amestec în oarecare proporţii constituie „seria izomorfă" a feldspaţilor plagioclazi (toţi triclinici).

În diagrama din fig.102 corespunzătoare acestui sistem albit (Ab) — anortit (An) se observă curbele *A C M H E B* care reprezintă punctele de solidificare ale topiturii magmatice şi *A D N G F B*, care reprezintă punctele de topire ale cristalelor mixte. Mai înainte s-a arătat că edificiile cristaline mixte nu au puncte fixe de topire. Astfel pentru un cristal cu compoziţia *m* intervalul de topire este cuprins între temperaturile punctelor *C* şi *F*. La temperatura de 1400°, după cum se observă din diagramă, pot exista în echilibru soluţia magmatică *C* cu compoziţia 65 mol% Ab şi 35 mol % An şi practic cristalul *D* cu compoziţia 28 mol % Ab şi 72 mol % An. Însă cristalul *D*, format, conţine mai mult An (72%) decît topitura (35% An); acesteia în schimb îi va rămîne mai mult Ab; punctul reprezentativ pentru topitura rămasă se va mişca deci spre dreapta, în acelaşi timp cu scăderea temperaturii şi va trece succesiv, urmînd acelaşi proces prin punctul *M* căruia îi va corespunde cristalul *N*, prin punctul *H*, căruia îi va corespunde cristalul *G* şi prin punctul *E* căruia îi va corespunde cristalul *F*.

Din figură se observă că cristalele depuse îşi schimbă succesiv şi zonar compoziţia pînă în punctul *F* cînd cristalul format (*F*) din topitura *E* la $T = 1050°C$ are tocmai compoziţia magmei iniţiale, adică 65% Ab şi 35% An din care s-a depus primul cristal *D* la $T = 1400°C$.

Această diagramă explică reacţia continuă dintre plagioclazi şi lichidul magmatic precum şi pentru ce în unele roci eruptive, se întîlnesc feldspaţi calcosodici cu o structură zonară, adică cu centrul mai bogat în anortit, iar spre margine cristalele apar constituite din strate din ce în ce mai bogate în albit (mai alcaline).

Scanned with OKEN Scanner

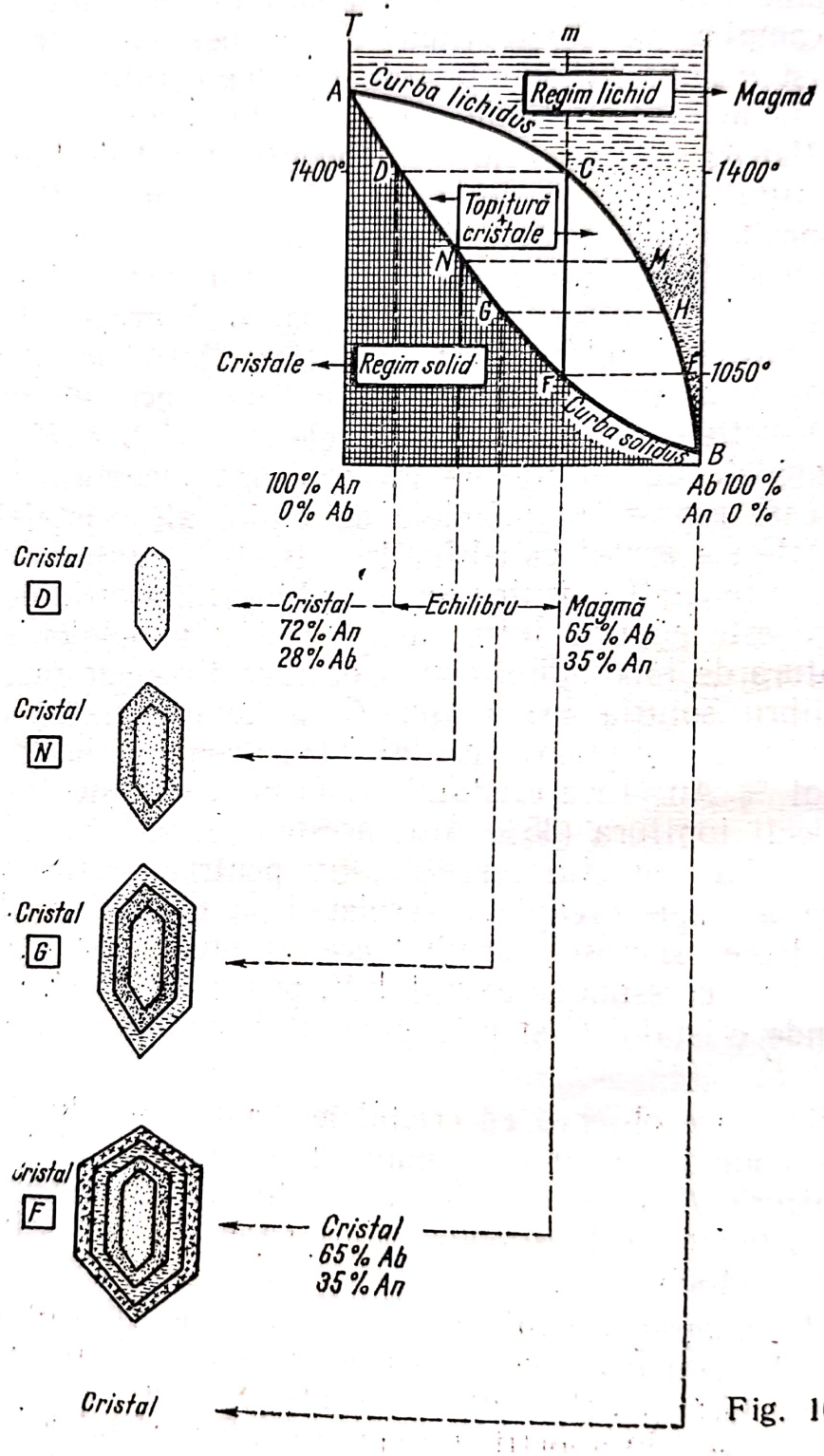

T
m
A
Curba lichidus
Regim lichid
Magmă
1400°
D
C
1400°
Topitură
+
cristale
N
M
G
H
Cristale
Regim solid
F
1050°
Curba solidus
B
100% An
0% Ab
Ab 100 %
An 0 %
Cristal
D
Cristal
72% An
28% Ab
Echilibru
Magmă
65% Ab
35% An
Cristal
N
Cristal
G
Cristal
F
Cristal
65% Ab
35% An
Cristal

Fig. 102

Structura zonară a feldspaţilor calcosodici se pune bine în evidenţă în secţiunile subţiri observate cu ajutorul microscopului polarizant.

Cei doi termeni extremi, albitul şi anortitul, pot da cristale mixte formînd o serie continuă (izomorfă) constituită din 0 — 10% An (albit), 10 — 30% An (oligoclaz), 30 — 50% An (andezin), 50 — 70% An (labrador), 70 — 90% An (bytownit), 90 — 100% An (anortit).

Cristale mixte cu întreruperi de amestec. Sînt cazuri cînd între doi componenţi A şi B se pot obţine soluţii însă numai între anumite limite de concentraţie. Cazul cel mai simplu este redat în fig.103. Dintr-o topitură mai concentrată în componentul B decît eutecticul se separă cristale care vor conţine proporţii mici şi variabile de A în B_A. Din topiturile mai concentrate în A se separă cristale în proporţii mici şi variabile în A adică A_B.

Cînd topiturile ajung la compoziţia eutecticului E, se separă un amestec de cristale $A_B + B_A$ de o compoziţie conformă punctelor G şi H. Nu pot exista în acest caz cristale mixte intermediare.

Acest caz se întîlneşte în natură la feldspaţi pertitici (fig.103), ce provin din feldspat potasic $KAlSi_3O_8$ care la temperaturi înalte poate să formeze cristale mixte cu un conţinut de feldspat sodic ($Na\ Al\ Si_3O_8$). Prin răcire se produce desamestecul astfel încît excesul de albit se separă sub formă de fîşii cuprinse

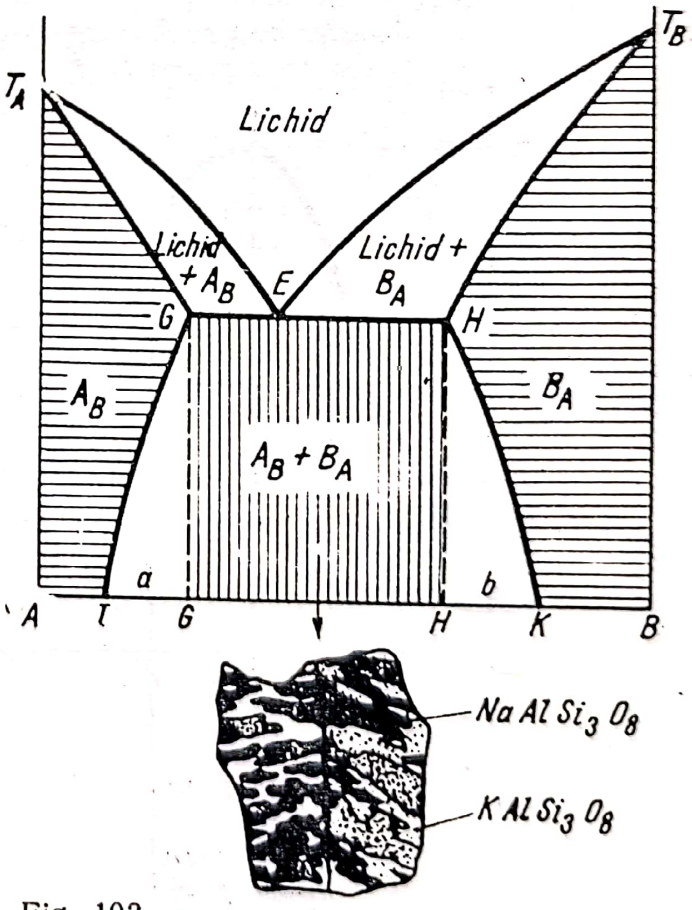


Fig. 103

în masa ortozei. Granitele de Iacob deal și Turcoaia, din Dobrogea, conțin astfel de feldspați. Procesele de dezamestec au o foarte mare importanță și din punct de vedere tehnic la obținerea feritelor și a altor combinații. (v. pag...)

Desamestecuri în stare lichidă. Două corpuri A și B, care la anumite temperaturi mai înalte formează amestecuri omogene lichide în orice proporții, pot, la alte temperaturi mai scăzute, în anumite cazuri, să separe două faze lichide ce sînt soluții A_B și B_A (fig. 104). Din diagramă se observă că numai lichidele a căror compoziție este cuprinsă între K și G vor suferi desamestecul, pe cînd cele cu compozițiile A — K și G — B vor separa cristale în mod normal.

În natură s-au putut separa astfel faze lichide constituite din sulfuri, din unele soluțiuni magmatice bazice — gabroidale (ca-

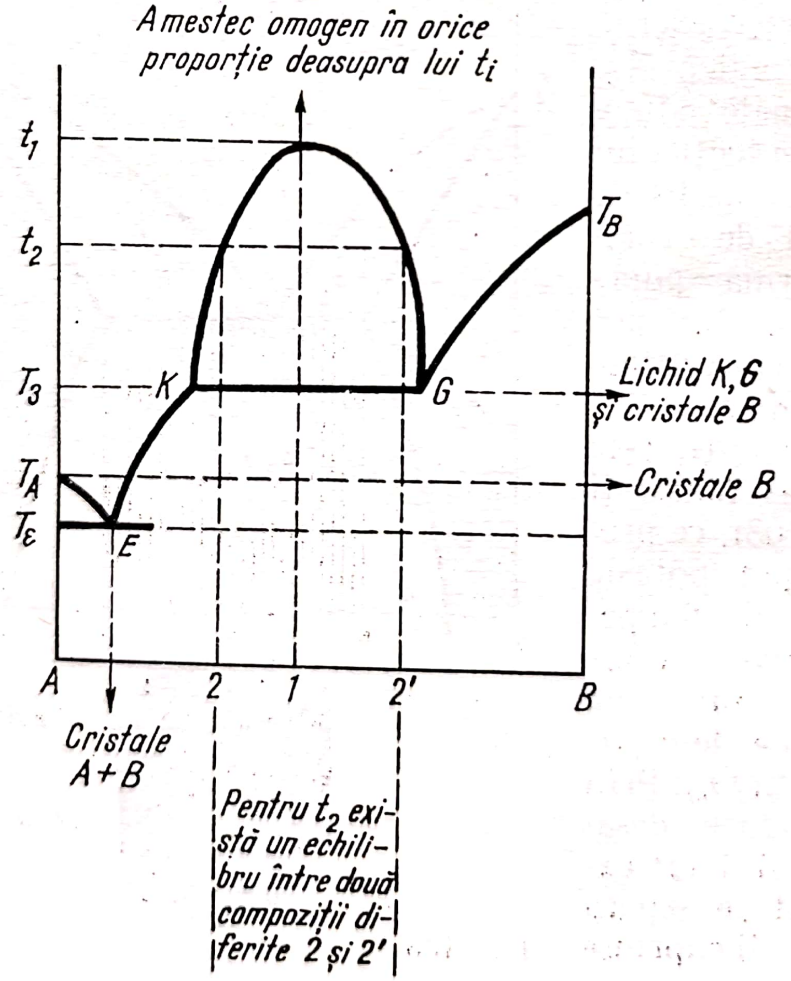


Fig. 104

zul zăcămintelor de licuaţie). Procesul de desamestec în stare lichidă joacă un rol important în procesele de concentrare naturală, producînd însemnate zăcăminte de minereuri (v. tab. IV).

Sisteme cu trei componenţi

În cazul sistemelor cu trei componenţi, concentraţiile se înscriu în interiorul unui triunghi echilateral, ale cărui vîrfuri reprezintă cîte unul din componenţii A B C (vezi suprafaţa A B C din fig. 105). Laturile acestei suprafeţe triunghiulare reprezintă amestecuri binare $A + B$, $B + C$, $C + D$. Pentru a reprezenta amestecuri ale tuturor celor trei componenţi, se împarte suprafaţa triunghiului prin drepte echidistante şi paralele cu fiecare dintre laturile triunghiului. Dacă socotim proporţiile la sută, atunci împărţirea suprafeţei triunghiului se face prin cîte 100 de drepte echidistante în fiecare din cele trei direcţii.

Numărul paralelelor începînd de la o latură a triunghiului şi pînă la un punct considerat în interiorul suprafeţei sale arată proporţia corespunzătoare a componentului înscris în vîrful opus acelei laturi.

De exemplu, în fig. 105, distanţa dintre două linii paralele ale suprafeţei A B C pe oricare direcţie, reprezintă o proporţie de 20% dintr-un component; astfel punctul N va avea compoziţia 20% A + 60% B + 20% C = 100%, punctul M va avea compoziţia 40% A + 20% B + 40% C = 100%.

Temperaturile pot fi însemnate pe perpendicularele la suprafaţa triunghiului în vîrfurile sale.

În spaţiu diagramele ternare se reprezintă printr-o prismă triunghiulară (fig. 105) ale cărei feţe reprezintă chiar diagramele binare de mai sus $A + B$, $B + C$, $C + D$ de felul celor ce s-au văzut mai înainte.

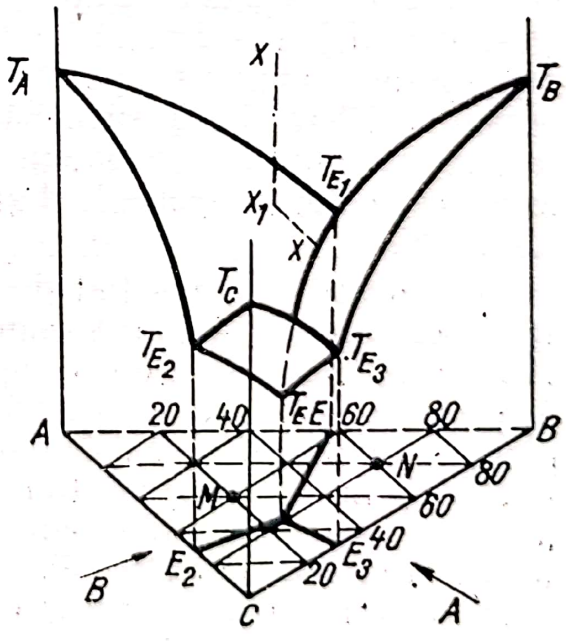


Fig. 105

Sistemele ternare pot fi și ele mai complexe prin faptul că în însuși interiorul cîmpului ABC se pot naște foarte multe complicații. Ca exemplu de sistem cu trei componenți menționăm din natură cazul SiO_2 — Al_2O_3 — CaO.

Sistemele cu patru componenți pot fi reprezentate printr-un tetraedru, unde fiecare față a acestuia corespunde unei diagrame ternare. Interpretările sînt însă mai complicate.

În cazul sistemelor cu mai mulți componenți cum este de exemplu acela al magmelor naturale, nu mai există posibilitatea de a le reprezenta în spațiul limitat la trei dimensiuni. Pentru a fi totuși și acestea reprezentate se pot reduce la sisteme parțiale așa după cum s-a văzut la compoziția chimică a magmei.

Stadiile de consolidare (răcire) ale unei magme

Întregul proces de consolidare (răcire) al unei magme poate fi urmărit pe o diagramă simplificată. Deși magma are o compoziție complexă, s-a presupus, pentru simplificare, că din punct de vedere fizic ea este constituită din 2 componenți cu grad de volatilitate deosebită. Astfel să considerăm ca un prim component silicații, substanțe cu punctul de fuzibilitate în jurul a 1000°C (greu fuzibile) și pe care să-i notăm în general cu litera B și apoi cel de al doilea component, ușor volatil, de exemplu apa, pe care să-l notăm cu litera A (fig.106). Să considerăm apoi un sistem de axe rectangulare în care să notăm pe axa x compoziția magmei, sub forma celor doi componenți A și B, iar pe axa y să notăm temperatura T.

Concentrațiile sînt astfel distribuite, încît în punctul A va fi 100% component A și 0% component B, iar în punctul B va fi 100% component B și 0% component A. Intrepretînd sistemul pe diagramă se poate vedea că procesul de consolidare al magmei se produce urmărind curba de saturație (solidificare) din fig.106 și trecînd prin următoarele trei stadii: stadiul lichid—magmatic (ortomagmatic) sau endomagmatic, stadiul pegmatitic — pneomatolitic și stadiul hidrotermal.

În stadiul lichid magmatic (de la circa 900° — circa 600°C) cea mai mare parte din silicați cristalizează, (mai întîi minerale mela-

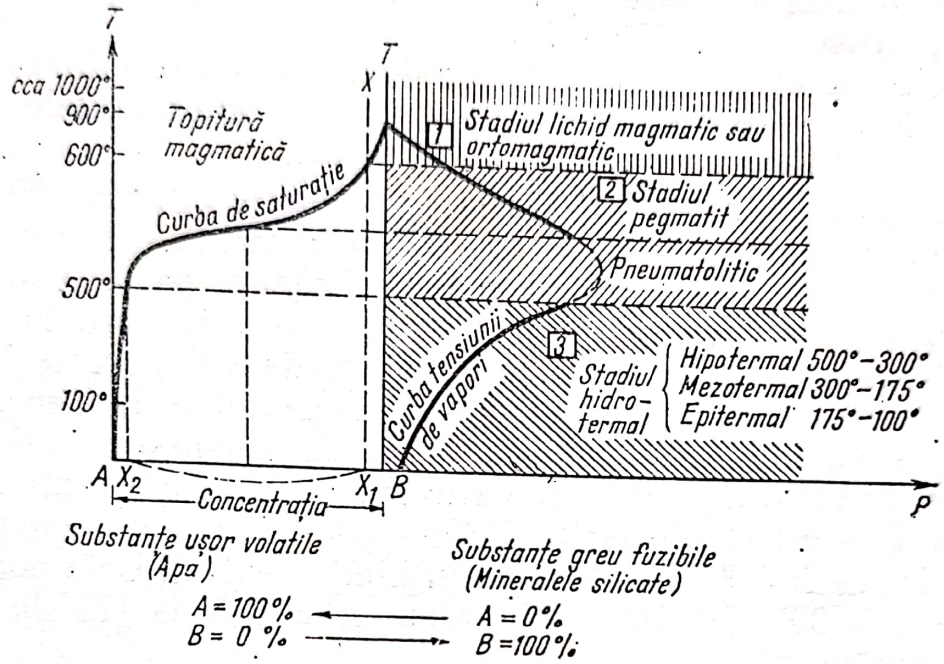


Fig. 106

nocrate, apoi leucocrate), luînd astfel naștere o gamă întreagă de roci eruptive. În acest interval se observă că pentru o variație mai mare de temperatură de la circa 900 la circa 600°C compoziția soluției magmatice variază foarte puțin (de la B — x_1).

În stadiul pegmatitic-pneumatolitic (de la circa 600 — circa 500°C) se produce o trecere de la magmele silicatate la soluții reziduale apoase. În acest interval pentru o scădere mică de temperatură, de la 600 la 500°C, compoziția magmei variază foarte mult (de la x_1 la x_2), adică are loc o separare a celei mai mari părți de silicați, iar pe de altă parte, o mare îmbogățire a ei în produse volatile.

Aici este locul să arătăm că din cauza marii îmbogățiri în produse volatile, soluțiile reziduale devin foarte fluide și deci foarte mobile.

Acest fapt este important de reținut deoarece fluiditatea mare ocazionează pătrunderea cu ușurință a acestor soluții prin crăpăturile rocilor, deja consolidate, sau în crăpăturile rocilor înveci-

nate, dînd astfel naștere prin consolidare în aceste locuri filoanelor pegmatitice sau aplitice*.

În cazul în care numai substanțele volatile reacționează cu rocile înconjurătoare, atunci iau naștere așa-numitele minerale pneumatolitice, care conțin Cl, F, B etc.

În stadiul hidrotermal (de la aproximativ 500° la 100°) se produce depunerea mineralelor (pe crăpături sau în goluri constituind filoane) din soluțiile apoase ce au mai rămas. În acest interval, la o mare diferență de temperatură (500° — 100°) are loc o foarte mică variație în compoziția soluțiilor, de altfel foarte bogate în apă și vapori de apă (de la x_2 la A). După unii autori se consideră că acest stadiu s-ar datora unui proces de dezamestec ce s-ar efectua direct în stadiul lichid magmatic între soluția silicatată și soluția apoasă. Acest stadiu poate fi împărțit, în funcție de temperatură astfel: de la 500° la 300° stadiul hipotermal în parte pneumatolitic; de la 300° la 175° stadiul mezotermal; de la 175° la 100° stadiul epitermal.

La această curbă, care arată variația compoziției magmatice în funcție de temperatură, se mai poate adăuga încă o curbă din a cărei interpretare să reiasă și variația tensiunii interne, a soluției magmatice, de asemenea în funcție de temperatură. Urmărind această curbă se poate vedea că în stadiul lichid magmatic, tensiunea internă este mică. Scăderea temperaturii însă produce în acest stadiu o separare a silicaților . Această separare aduce o îmbogățire a magmei în substanțe volatile, avînd ca urmare o creștere a tensiunii de vapori, care ajunge maximă în stadiul pneumatolitic. Temperatura continuînd să devină din ce în ce mai scăzută, se produce o condensare a vaporilor, încît tensiunea de vapori începe să scadă o dată cu temperatura în stadiul hidrotermal.

Prezența sau absența substanțelor volatile în magme are o mare importanță, deoarece acestea pot determina suprimarea sau apariția unor anumite stadii în răcirea unei magme. O dată cu acestea ele pot determina, după cum s-a și arătat, gradul de viscozitate al magmei.

---

* După cum substanțele volatile au intrat în compoziția minerală a filoanelor (pegmatite), sau au putut să evadeze din soluție (aplite). Pegmatitele sînt roci cu cristale mari sau foarte mari. Aplitele sînt roci cu cristale mărunte.

Scanned with OKEN Scanner

Sistemul, așa cum a fost arătat, se comportă astfel numai pentru o presiune exterioară, corespunzătoare unei adîncimi pînă la 2 km.

La adîncimi mai mari, unde presiunea exterioară p, suferită de bazinul magmatic, este mai mare decît tensiunea internă t_i a soluției magmatice, chiar în domeniul pegmatitic o separare a unei faze gazoase nu mai are loc și soluția magmatică trece în mod continuu din stadiul lichid magmatic în stadiul hidrotermal. (fig.107*a*).

Substanțele volatile și cu o parte din substanța greu fuzibilă, intră astfel în soluțiile hidrotermale. Curba de solidificare apare atunci cu un aspect retrograd la limita dintre stadiile pegmatitic și hidrotermal. Mineralele formate mai înaintea acestui stadiu vor fi corodate sau redizolvate parțial, iar mai tîrziu, cînd curba își urmează din nou cursul, în aceste spații corodate se vor putea depune alte minerale.

La adîncimi mai mici, unde presiunea exterioară p este mai mică decît tensiunea internă t_i a bazinului magmatic (fig.107*b*), curba de solidificare este lipsită de stadiul pegmatitic-pneumatolitic, deoarece soluția magmatică intrînd în fierbere, tensiunea internă devine extraordinar de mare și poate să învingă presiunea exterioară. În acest caz se produc erupțiile vulcanice (lave și faza gazoasă

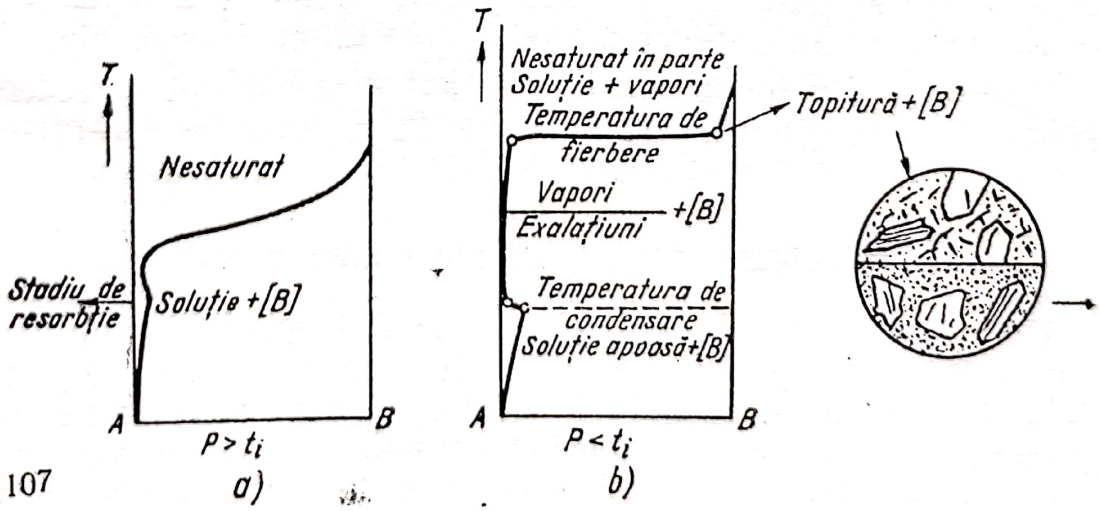


Fig. 107

sub formă de exalaţiuni care se substituie stadiului pegmatitic-pneumatolitic).

Se poate ca o parte din cristale să fi fost formate (fig. 107 *b*), sau se poate chiar ca începutul cristalizării să nu se fi ivit de loc, în care caz roca capătă un caracter sticlos.

Produsele de consolidare magmatică

Produsele de consolidare ale magmelor sînt mineralele silicatate şi cele nesilicatate. Minerale silicatate, sînt puţine la număr; asociate, în funcţie de factorii fizico-chimici şi concentraţie, conduc la formarea rocilor eruptive, constituind compoziţia principală mineralogică a acestora.

Minerale, mai ales cele nesilicatate, sînt constituite din elementele chimice aflate în magmă, ai căror ioni nu pot intra în reţeaua silicaţilor ce constituie rocile, decît cu rare excepţii, în special în stadiul pegmatitic-pneumatolitic.

Aceste minerale urmează ciclul de consolidare şi diferenţiere magmatică, impregnînd rocile consolidate sau formînd concentraţii separate sub formă de zăcăminte de minerale utile.

Cele mai multe dintre mineralele utile se concentrează însă în soluţiile hidrotermale. Acestea se depun după consolidarea magmei în interiorul ei, prin crăpăturile rezultate în urma procesului de consolidare, sau în afara bazinului magmatic împregnînd rocile vecine sau alte crăpături, constituind filoane etc.

Mineralele din rocile eruptive se pot grupa avînd în vedere în primul rînd caracterele lor chimice şi în al doilea rînd caracterele fizice.

Minerale principale şi accesorii ale rocilor eruptive

Din punctul de vedere al chimismului numărul mineralelor care intră în compoziţia rocilor eruptive este de ajuns de restrîns faţă de mineralele cunoscute. Dintre acestea unele intră într-o proporţie mai mare, reprezentînd aproape întreaga masă a rocii. Acestea oglindesc în acelaşi timp şi compoziţia sa chimică. Ele se numesc *minerale principale*. Alte minerale aproape totdeauna

prezente, dar care iau parte în constituţia unei roci numai în mică proporţie, se numesc *minerale accesorii.*

Mineralele principale care constituie majoritatea masei rocii se împart în două grupe: minerale deschise la culoare sau leucocrate, salice sau felsice (au în compoziţie Si şi Al) şi minerale colorate sau melanocrate (mai sărace în silice), femice sau mafice (au în compoziţie Fe şi Mg).

Adesea pentru caracterizarea unor roci se utilizează şi raportul dintre cele două feluri de minerale sau, cum se mai spune, şi indicele de culoare.

Dintre mineralele leucocrate fac parte în primul rînd feldspaţii potasici şi calcosodici. În unele roci mai bazice, (alcaline), feldspaţii pot fi înlocuiţi în mod treptat prin feldspatoizi şi anume prin leucit, nefelin, sodalit etc.

În rocile acide, cînd silicea se găseşte într-o cantitate mai mare decît este necesar pentru a neutraliza bazele din soluţia magmatică, excesul apare sub formă de cuarţ (SiO_2).

De asemenea, în rocile acide cum sînt granitele, apare şi mica albă sau muscovitul $(KH_2)(AlSiO_4)$.

Mineralele melanocrate sînt silicaţi de Mg şi Fe la care se mai poate adăuga Ca, Al sau alcaline (Na, K). Apar preponderent în rocile bazice şi intermediare.

În rocile acide apar metasilicaţi: augit şi hornblendă.

În rocile bazice şi mai ales în cele ultrabazice aceştia pot fi înlocuiţi în parte sau în total prin ortosilicaţi din grupa olivinei.

Mica neagră (biotit) se întîlneşte atît în rocile bazice cît şi în cele acide.

Din punct de vedere al saturaţiei în silice (SiO_2) mineralele rocilor eruptive, atît cele leucocrate (salice) cît şi cele melanocrate (femice) se pot grupa în minerale cu un conţinut superior de silice şi în minerale cu un conţinut inferior de silice.

Trebuie remarcat însă că mineralele cu conţinut inferior de silice nu se pot găsi în echilibru chimic alături de cuarţ. Dacă în magmă se găsesc minerale cu conţinut inferior de silice alături

Scanned with OKEN Scanner

de silice liberă (cuarț), atunci acestea reacționează imediat după următoarele ecuații chimice urmînd sensul stînga-dreapta, astfel:

leucit + cuarț ⇄ feldspat potasic: ortoză

$$[Si_2O_6]^{Al}_{K} + [SiO_2] \rightleftarrows [Si_3O_8]^{Al}_{K}$$

nefelin + cuarț ⇄ feldspat sodic: Albit

$$[SiO_4]^{Al}_{Na} + 2[SiO_2] \rightleftarrows [Si_3O_8]^{Al}_{Na}$$

olivin + cuarț ⇄ piroxen rombic

$$[SiO_4]\,(MgFe)_2 + [SiO_2] \rightleftarrows [Si_2O_6]\,(MgFe)_2.$$

Reacțiile iau sfîrșit atunci cînd toată cantitatea de SiO_2 a fost consumată, sau atunci cînd toată cantitatea de mineral, cu conținut inferior de silicifiere, a fost transformată în mineral cu conținut superior de silicifiere.

Excepție de la această reacție de echilibru face numai biotitul care, deși este, după cum se vede din tabelul III, un mineral ceva mai complex cu un conținut inferior de silice, el poate rămîne totuși în echilibru cu cuarțul (de exemplu în granite sau chiar și în alte roci).

Din studierea tabelului III mai rezultă și alte observații ca de exemplu reacția dintre olivină și muscovit care conduce la formarea biotitului, sau chiar alte tipuri de reacții.

Mineralele accesorii sînt, în general, produse de cristalizare dintre cele mai de timpuriu. Acestea se întîlnesc în roci, de cele mai multe ori idiomorf cristalizate.

După cum se vede ele au avut o mică solubilitate în soluția magmatică, deoarece prin răcire, magma a devenit cea dintîi suprasaturată în aceste substanțe.

În general mineralele accesorii nu sînt silicați, ci de obicei sînt sulfuri, oxizi, fosfați etc.

Scanned with OKEN Scanner

Dintre acestea menționăm:

Pirită	S_2Fe	Corindon	Al_2O_3
Magnetit	Fe_3O_4	Spineli	$R_2^{III}O_3R^{II}O$
Ilmenit	TiO_3Fe	Apatit	$(PO_4)_3Ca_5(FCl)$
Cromit	Cr_2O_3FeO	Zircon	SiO_2ZrO
		Rutil	TiO_2

Dintre silicați minerale accesorii sînt, de exemplu, sfenul (TiO_2SiO_3Ca) și granații.

În general se observă că în rocile eruptive se găsesc grupe de minerale accesorii, care apar unele în legătură cu rocile acide și altele în legătură cu rocile bazice.

La rocile acide, cum sînt de exemplu granitele, se întîlnesc în mod obișnuit: magnetitul, sfenul, apatita, zirconul și altele.

La rocile neutre, cum sînt de exemplu sienitele (fără cuarț) se întîlnesc aceleași elemente accesorii ca și la granite însă se mai pot întîlni și altele noi, cum sînt de exemplu: granații ($Si_3O_{12}R_2^{III}R^{II}_3$ în care R^{III} = Al, Fe, R^{II} = Ca,Mg), corindonul, (Al_2O_3) etc.

La rocile bazice, apar: magnetit, ilmenit, cromit, spineli apoi sulfuri ca: pirita, uneori sulfuri de nichel și cobalt. În unele roci bazice (gabrouri) mai poate să apară în cantități foarte mari apatita, însă spre deosebire de rocile acide, aceasta este clorapatită $(PO_4)_3$ Ca_5Cl pe cînd în rocile acide (granite) apare fluorapatita $(PO_4)_3$ Ca_5F.

După cum s-a arătat mineralele componente ale rocilor eruptive se pot grupa și după caracterele lor fizice.

Din acest punct de vedere mineralele se pot împărți în: minerale care se produc la temperaturi înalte, direct din topituri, fără influența mineralizatorilor (substanțe care intervin cu rol de catalizator) și minerale care se produc la temperaturi mai scăzute sub influența mineralizatorilor (vezi stadiile de consolidare ale unei magme).

Între mineralele cristalizate la temperaturi înalte se găsesc: olivină, piroxen, granat, unele mice, feldspați bogați în calciu, leucit, nefelin, tridimit, corindon, oligist, rutil, spinel, magnetit. Între mineralele cristalizate la temperaturi scăzute sînt: cuarțul, feldspatul albit, ortoza, sodalitul, hornblenda, unele mice, beri-

Scanned with OKEN Scanner

lul. Ultima categorie de minerale se întîlnește mai ales în rocile acide, cum sînt de exemplu granitele și pegmatitele.

Deoarece prin procesul de cristalizare mineralizatorii (compuși volatili și gaze) sînt eliminați, rezultă că la aceste roci, compoziția chimică va fi mult deosebită de aceea a magmei.

Substanțele volatile ale magmei se pot concentra, după cum s-a văzut, din ce în ce mai mult în partea reziduală a ei către faza pegmatitică încă neconsolidată, unde au o acțiune foarte puternică.

Prin consolidarea acestor părți reziduale ale magmei se produc apoi pegmatitele.

Acțiunea mineralizatorilor în formarea pegmatitelor se manifestă prin faptul că se produc și unele minerale în a căror constituție chimică intră însiși produșii volatili. Astfel de minerale sînt: turmalina — (în care se găsește fluorul, borul etc.), — topazul, fluorina etc. În orice caz trebuie remarcat faptul că în depunerea mineralelor pegmatitice se observă o succesiune care este în funcție de temperatură.

În afară de mineralele principale și de mineralele accesorii se mai pot întîlni în roci eruptive încă o categorie de minerale numite *minerale secundare*. Acestea se formează în mod secundar, prin alterarea mineralelor primare, în urma unor procese ulterioare consolidării, adică prin procese autometamorfice (cauzate de substanțele hidrotermale), de metamorfism de dislocație, prin diageneză profundă, prin alterație atmosferică. Cînd transformările au reușit să creeze o abundență mare de minerale secundare atunci roca își schimbă și caracterul.

Mineralele secundare întîlnite mai des în rocile eruptive sînt: mice albe secundare (sericit), caolinit, montmorillonit, cuarț, zoizit, clinozoizit, epidot, zeoliți, actinot, clorite, serpentine, carbonați, pirită etc.

Minerale utile legate de stadiile de consolidare magmatică

În afară de mineralele silicatate care intră, după cum s-a văzut, în compoziția unei roci și în funcție de care se definesc rocile, se mai formează direct din magmă, în stadiile ei de consolidare și o serie de minerale utile legate genetic de acestea și ale căror componente nu pot intra în rețelele silicaților (v. tabelul IV).

Scanned with OKEN Scanner

În stadiul lichid magmatic și anume cam pe la mijlocul stadiului, într-o fază zisă protomagmatică sau de segregație, se formează zăcăminte de ilmenit, magnetit cromit, osmiu, platină și rareori zăcăminte de diamant, legate genetic de roci bazice și ultrabazice (gabrouri, peridotite etc.), zăcăminte de corindon în sienite nefelinice și zăcăminte de pământuri rare în masive de roci alcaline.

Într-o fază zisă histero-magmatică, situată aproape de sfîrșitul stadiului lichid magmatic, se formează zăcăminte de titanomagnetite în gabrouri, piroxenite, zăcăminte de cromit în peridotite, zăcăminte de magnetită și apatită în roci eruptive acide (sînt rare), zăcăminte de apatit și nefelin în sienite nefelinice.

O dată cu sfîrșitul consolidării stadiului lichid magmatic cristalizează și o serie de sulfuri a căror separare din magmă s-a făcut cu mult mai înainte prin dezamestec, în timp ce magma se găsea la temperaturi mai înalte. Acestea sînt zăcăminte de licuație constituite din pirotină-pentlandit-calcopirită-magnetit în roci bazice. La acestea se mai adaugă sperilitul ($PtAs_2$), platina paladiferă, sulfurile cobaltifere etc.

După cum se vede zăcămintele de minerale utile separate direct din magmă sînt genetic legate mai mult de rocile cu caracter bazic — ca un rezultat al unei diferențieri prin cristalizare sau în sfîrșit ca un rezultat al unei diferențieri prin dezamestec, înainte de formarea cristalelor componente ale rocilor — adică prin licuație.

La noi în țară în legătură cu primul stadiu de consolidare magmatică se găsesc zăcămintele de cromit din Banat, zăcămintele de titanomagnetit de la Ciungani, zăcămintele de apatit-nefelin de la Jolotca, zăcămintele de pirotină de la Poiana Mărului.

În stadiul pegmatit-pneumatolitic se pot forma importante zăcăminte de minerale utile silicatate, în special în pegmatitele acide (granitice). Astfel se pot forma zăcăminte de feldspați, cuarț, turmalină, mice potasice, mice litinifere, beril, topaz, zircon, granați; apoi zăcăminte de fosfați (apatit, monazit) etc.

Tot în acest stadiu se pot acumula în mineralele pegmatitelor și elementele rare Be, Li, Zr, Th, U, V, La, Nb, Ce, precum și alte metale ca Sn, W, Ti, Mo care în cele din urmă se pot individualiza în minerale cu conținut corespunzător. În pegmatitele mai

Scanned with OKEN Scanner

puțin acide (sienitice) se pot forma zăcăminte de corindon, compuși cu pămînturi rare etc.

Pegmatitele bazice sînt mai rare.

În țara noastră, în legătură cu acest stadiu de consolidare, se cunosc zăcăminte de feldspați și mică, în pegmatitele din Valea Lotrului, zăcăminte de beril în pegmatitele de la Teregova, cuarț, mică și turmalină în pegmatitele de la Răzoare etc.

În ultimul stadiu de consolidare, stadiul hidrotermal, se formează zăcămintele de cea mai mare importanță economică și cu cele mai variate compoziții chimice.

În alcătuirea acestor zăcăminte (mai ales filoniene) se întîlnesc minerale metalifere constituind principalele minerale utile (minereuri metalifere) și minerale de gangă (steril). Printre principalele minereuri se numără sulfurile, oxizii, unii carbonați și unii fosfați, iar printre mineralele de gangă, cuarțul, carbonații, silicații, sulfații etc.

Concentrarea minereurilor utile în zăcămintele hidrotermale se face totdeauna în funcție de temperatura soluțiilor. În faza hipotermală, cu o temperatură a soluțiilor între 500 și 300°C, se pot forma zăcăminte de casiterit, wolframit, scheelit, aur, molibdenit, hematit, magnetit, pirotină, pirită, bismutină. În faza mezotermală cu o temperatură a soluțiilor cuprinsă între 300 și 175°C, se pot forma zăcăminte de aur, pirită, calcopirită, blendă, galenă, nichelină, cobaltină, bismutină, teluriuri de aur și argint. În faza epitermală cu o temperatură a soluțiilor cuprinsă între 175 și 100°C, se pot forma zăcăminte de cinabru, stibină, realgar, auripigment, marcasită, aur, argint, teluriuri de aur și argint, sulfoarseniuri, pirită, blendă, galenă, calcopirită etc. (v. tabelul IV)

După cum se vede, parageneza de minerale utile din stadiul hidrotermal arată temperatura la care s-au depus mineralele, iar din punct de vedere practic dă și indicații economice, în sensul că dezvăluie asociații de minerale utile ce eventual s-ar putea găsi într-un zăcămînt, și chiar mai mult într-o anumită fază.

La noi în țară zăcăminte legate în general de stadiul hidrotermal, cu toate fazele sale, hipo-mezo-și epitermal, au fost găsite în munții Apuseni în Carpații Orientali și Meridionali iar acum și în Dobrogea, constituind zăcăminte exploatabile și cu puternice rezerve.

Scanned with OKEN Scanner

După ce s-a văzut care sînt produsele de consolidare magmatică, legate de perioadele sale de consolidare, trebuie subliniat și faptul că din punct de vedere al locului unde se formează aceste produse se pot distinge: procese intramagmatice care cuprind asociațiile de minerale formate chiar în interiorul bazinului magmatic, cum ar fi de exemplu rocile eruptive, filoanele de aplite și pegmatite, unele minerale hidrotermale etc; procese perimagmatice care cuprind minerale și asociații ale acestora, formate în apropierea bazinului magmatic (în aureola de contact a maselor eruptive); procese apomagmatice care cuprind minerale depuse departe de bazinul magmatic, din ultimele soluții magmatice (hidrotermale) în condiții de temperatură scăzută. Uneori este greu de hotărît asupra originii acestor soluții.

Formele de zăcămînt ale maselor magmatice

Topiturile de silicați, sau soluțiile magmatice, care apar în interiorul scoarței pămîntului se pot solidifica încet în golurile sau în crăpăturile prin care au pătruns în scoarță, sau după cum s-a mai arătat, pot să ajungă, mai devreme sau mai tîrziu, prin fenomene vulcanice sau efuzive pînă la suprafața Pămîntului sau pe suprafața sa, unde pot să se solidifice mult mai repede.

Magma consolidată în interiorul scoarței conduce la formarea rocilor intrusive, plutonice sau abisale, în timp ce magma care iese sub formă de lavă și se consolidează la suprafață dă naștere rocilor extrusive, efuzive sau vulcanice.

În primul caz fenomenul se numește intruziune iar în al doilea caz erupție vulcanică sau efuziune (extruziune).

În funcție de adîncimea de consolidare a magmelor se disting următoarele forme de zăcămînt (fig. 108): roci consolidate la adîncimi foarte mari, adică forme de zăcămînt abisale și roci consolidate la adîncimi mai mici, adică forme de zăcămînt hipoabisale.

Pentru formele de zăcăminte abisale și hipoabisale sînt caracteristice batolitele, stockurile, lacolitele, lopolitele, facolitele și pînzele intrusive.

Batolitele sînt mase de roci magmatice intrusive cu dimensiuni enorme; la partea superioară au forme de domuri, ale

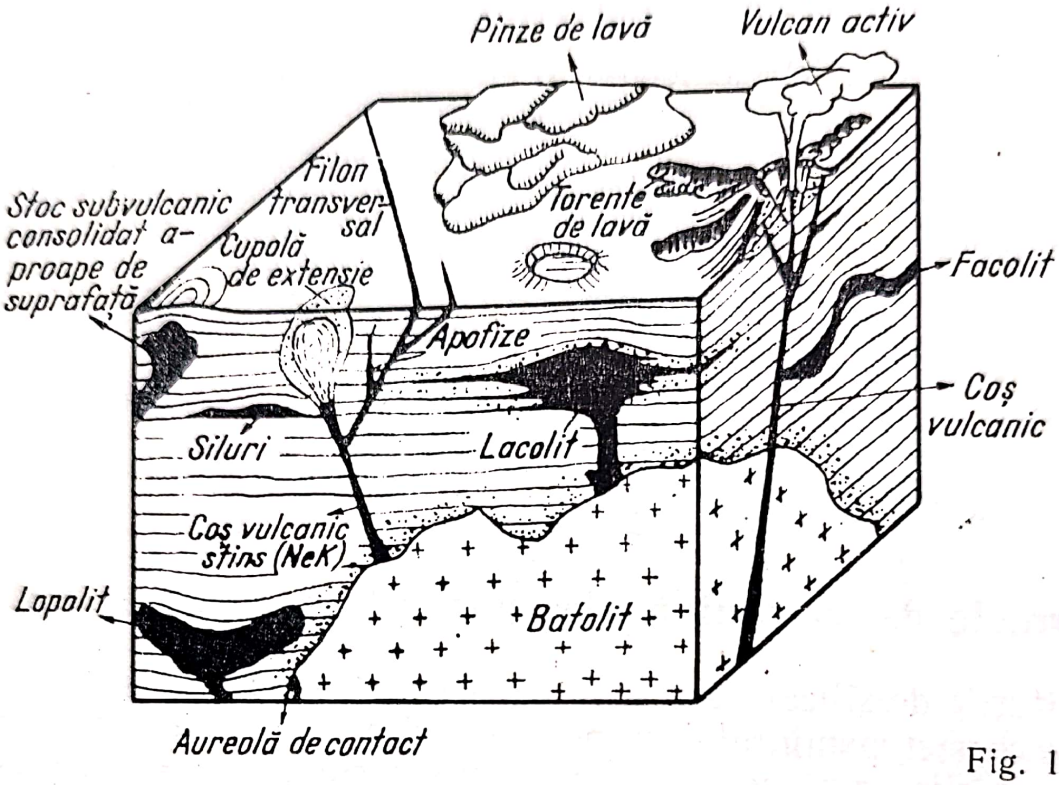


Fig. 108

căror funduri nu sînt cunoscute. Ele se situează de obicei în zone orogene paralel cu axele zonelor.

Stockurile sînt mase de magme care acoperă suprafețe mai mici de 100 km² apărînd adesea sub formă de cupole ale unor forme batolitice.

Punerea în loc a zăcămintelor abisale constituie o problemă, a cărei soluție a fost și este chiar și astăzi greu de găsit. Totuși o explicație din acest punct de vedere a fost dată de petrograful englez Daly. Acesta admite că părți din acoperișul camerei magmatice s-au desprins, în urma infiltrării magmei din complexul rocilor încon-jurătoare și au căzut în masa lichidă. Aici, datorită temperaturii înalte, s-au topit și în cele din urmă fragmentele au fost asimilate. În felul acesta s-a creat o deplasare ascensională a magmei, ea făcîndu-și astfel loc către suprafață. Procesul a fost denumit de Daly, „stoping" și el consideră că acest mecanism s-ar petrece mai mult în stadiile finale ale punerii în loc a soluției magmatice.

Presiunile care se exercită în partea de sus a bazinului magmatic sînt în stare să formeze numeroase și variate sisteme de fracturi cu forme conice sau altele mai mult sau mai puțin înclinate în funcție de presiunea exercitată de magmă sau de rezistență pe care o opune acoperișul bazinului magmatic.

Pe aceste fracturi magma a putut să se infiltreze dînd astfel naștere diverselor forme de zăcămînt ca de ex. pînzelor conice sau dykurilor inelare etc.

Atît sistemul de crăpături cît și orientarea cristalelor ce se formează cu ocazia punerii în loc a magmelor constituie desigur obiective de studiu ce pot aduce evidente date cu caracter istoric relative la acțiunile dinamice ce s-au petrecut în timpul consolidării magmatice.

Lacolitele sînt îngrămădiri de magme cu forme lenticulare simetrice sau asimetrice sau mai complicate (fig.108) între stratele scoarței. Adîncirea de formare a lacolitelor se bănuiește a fi cuprinsă între 500 — 3 000 m. La adîncimi mai mari de 3 000 m se crede că magma nu ar fi avut putere să boltească stratele, iar la adîncimi mai mici de 500 m magma ar fi putut sparge stiva de strate.

Lopolitele sînt aceleași îngrămădiri de magme cu forme lenticulare dar cu concavitatea în jos.

Facolitele sînt îngrămădiri de magme în stratele încrețite sub formă de sinclinale și anticlinale ale scoarței.

Pînzele intrusive (silluri) sînt intruziunile de magme în mod concordant printre stratele scoarței, orizontale, înclinate sau chiar verticale. Astfel de intruziuni se produc cînd magmele sînt fluide (adică sărace în SiO_2) și se localizează de obicei în jurul lacolitelor. Pînzele pot să fie etajate pe grosimi de la cîțiva centimetri la sute de metri și legate între ele prin canale de nutriție.

Forme discordante față de dispoziția stratificată a mediului înconjurător sînt apofizele, filoanele eruptive și neckurile.

Apofizele se găsesc în jurul maselor eruptive sub forma unui fel de digitații magmatice. Ele au dimensiuni mici și apar în orice poziție față de dispoziția stratificată a rocii.

Filoanele eruptive iau naștere prin consolidarea magmelor în crăpăturile scoarței. Filoanele pot avea dimensiuni (grosime și lungime) de la ordinul milimetrilor, pînă la cîteva zeci de metri. De obicei, filoanele se termină prin subțieri. De cele

Scanned with OKEN Scanner

mai multe ori se întîlnesc formînd sisteme filoniene cu diverse orientări sau chiar încrucișări.

Neckurile sînt canalele verticale, cu forme cilindrice ale fostelor coșuri vulcanice umplute cu material eruptiv masiv sau fragmentat.

Magmele în stadiul efuziv se numesc lave și pot ajunge la suprafața pămîntului prin crăpături sau prin coșuri vulcanice. Craterul vulcanului este de fapt orificiul prin care în genere ies exploziv la suprafață lavele sau materialele ce le însoțesc.

Produsele erupțiilor vulcanice sînt: *lavele*, a căror viscozitate depinde de chimismul și de cantitatea de gaze dizolvate în soluția magmatică, *produsele de explozie* rezultate în timpul erupției (piroclastice) și *produse cu fluiditate avansată*, gaze, care se pot lichefia dînd naștere soluțiilor hidrotermale. Expansiunea acestor gaze produce exploziile vulcanice.

Produsele piroclastice sînt fragmente de lavă și pulberi rezultate ca urmare a acestor explozii și pot fi împărțite după dimensiunile particulelor componente în: *cenuși vulcanice* (cinerite), material pulverulent, *lapilii*, fragmente cu dimensiuni pînă la mărimea unui pumn, *bombe vulcanice*, fragmente de dimensiuni mai mari cu aspect rotunjit din cauza învîrtirii în aer și *blocuri vulcanice*, fragmente de dimensiuni de mai mulți metri cubi.

Produsele de explozie vulcanică, cum sînt, de exemplu cenușele, după căderea lor pot să se sedimenteze și în urma unui proces de cimentare naturală să treacă în tufuri vulcanice.

În ceea ce privește vulcanii, se cunosc tipuri simple — cînd prezintă o singură epocă de activitate neîntreruptă — și vulcani compuși — cînd activitatea eruptivă apare întreruptă prin faze stinse.

Erupțiile vulcanice pot fi: liniare și centrale, după modul de manifestare în spațiu.

Erupțiile liniare se fac după o crăpătură lungă sau printr-o serie de puncte înșirate de-a lungul unei direcții corespunzînd în adîncime unei suprafețe de dislocație a scoarței.

Asemenea erupții au avut loc în trecutele epoci geologice și au revărsat numai lave bazice, foarte fluide, creînd sisteme de pînze (fig. 108) cu grosimi pînă la 2 000 — 3 000 m³ și produse piroclastice. Revărsarea acestor lave a făcut să se nască mai multe pla-

touri bazaltice (insulele Spitzberg, Siberia și Manciuria, nord-vestul Indiei etc.).

Erupțiile centrale depind de conținutul în apă și de alte gaze dizolvate în magmă. Ele erup printr-un canal cu formă oarecum cilindrică care are legătură cu bazinul magmatic subcrustal (fig. 108).

Din acest punct de vedere se pot distinge următoarele *tipuri de vulcani*:

Tipul de vulcan hawaian are o lavă foarte fluidă cu o temperatură de aproximativ 1000° și cu o viteză ce poate să treacă în unele cazuri peste 15 km/h. Dă loc la adevărate curgeri sub formă de cascadă (fig. 108).

Tipul strombolian erupe o lavă ceva mai vîscoasă. Erupțiile sînt mai violente și însoțite de bucăți de lavă constituind bombe, lapilii și cenușă. Coșul vulcanului este constituit din material fragmentar, alternînd cu curgeri de lavă.

Tipul volcanian cu erupții de lavă destul de vîscoasă, are tendința de a astupa coșul vulcanului, însă din cauza presiunii mari acesta este aruncat în aer sub formă fragmentară și pulverulentă.

Tipul pelean este caracterizat printr-o erupție de lavă foarte vîscoasă și are continuu tendința să astupe complet coșul vulcanic. Din această cauză gazele scapă prin deschideri laterale dînd naștere la așa-numiții nori arzători.

Tipul krakatoan este tipul de erupție cel mai violent, care își distruge total craterul (cu lavă mult mai vîscoasă).

Formele de zăcămînt la care dau naștere erupțiile centrale, cu lave foarte vîscoase, au aspectul unor cupole sau al unor domuri (fig.108).

În afară de tipurile de vulcani menționate, care se încadrează în tipul general de vulcani subaerieni, mai există și numeroși vulcani submarini, fața globului fiind acoperită pe 3/5 de oceane și mări. Observarea acestor erupții este destul de rară. Ocazional se poate naște cîte o insulă mică constituită dintr-un con vulcanic ce se înalță din mare.

Erupții areale. Acestea se produc atunci cînd acoperișul, foarte subțire al masei magmatice, este distrus prin străpungere, iar magma ieșind la suprafață se varsă pe întinderi foarte mari,

constituind mase de roci efuzive foarte întinse (de exemplu în Statele Unite ale Americii de Nord).

Erupţiile vulcanice sînt însoţite întotdeauna şi de emanaţii de gaze. Emanaţiile de gaze la temperaturi mai mari de 200° se numesc fumarole şi conţin SO_2, HCl, cloruri, H_2O etc., cele sub 200° se numesc solfatare şi conţin degajări de H_2O, CO_2, SO_2, H_2SO_4, SH_2, iar cele reci constituite din CO_2 se numesc mofete. Manifestările solfatariene şi mofetice aparţin vulcanilor stinşi (postvulcanice) Celor mofetice li se asociază adesea şi izvoarele carbogazoase.

La noi în ţară se cunosc vulcanii stinşi din nordul (Oaşul, Ţibleşul) şi estul Transilvaniei (Călimanii, Harghita) şi de asemenea din Munţii Apuseni (Brad, Zlatna, Săcărîmb etc.), care nu se manifestă azi decît prin simple degajări de mofete (CO_2), slabe acţiuni solfatariene (H_2S) şi pe ici pe colo şi apariţii de izvoare cu ape minerale.

Diferenţierea magmatică

Procesul de consolidare a unei magme produce de obicei o dezomogenizare în masa magmatică. Această dezomogenizare duce de obicei la sepărări de magmă cu compoziţii chimice diferite, care în cele din urmă pot da naştere într-o aceeaşi regiune la roci diferite, legate totuşi între ele din punct de vedere genetic.

În adevăr, studiile de laborator şi de teren arată că aceste roci stau între ele în anumite relaţii şi că acestea prezintă de obicei anumite trasături comune.

Este foarte probabil ca din aceeaşi soluţie magmatică, iniţial omogenă, prin anumite procese în special de natură fizică să se fi format diferite soluţiuni magmatice prin a căror răcire să se fi consolidat diferitele tipuri de roci magmatice dintr-o aceeaşi regiune.

Astfel de roci formează o serie comagmatică sau o provincie petrografică.

O serie comagmatică întîlnită destul de frecvent este seria: granit — diorit — gabro — peridotit.

Scanned with OKEN Scanner

Separarea unei magme inițial omogenă, în magme parțiale cu compoziții mineralogice diferite, constituie procesul de diferențiere magmatică.

Se poate presupune că procesul de diferențiere al unei magme poate să se producă: în fază lichidă, adică înainte de a începe consolidarea rocii, sau în același timp cu începutul cristalizării.

În primul caz, cauzele mai principale care pot produce o diferențiere sînt gravitația, diferența de temperatură și miscibilitatea.

Gravitația care acționează diferit asupra părților componente lichide ale magmei cu o densitate mai mare sau mai mică; căutînd, în timpul răcirii, să concentreze pe cele cu densitate mai mare spre adîncime, iar pe cele cu densități mai mici spre părțile superioare ale bazinului magmatic. Ipoteza, deși verificată experimental și cu oarecare rezultate dă totuși loc la discuții.

Diferența de temperatură ce se creează între diferitele părți ale bazinului magmatic. Experimental (efectul Soret) s-a arătat, că este posibil ca dintr-o soluție, să se producă o concentrare mai mare (diferențiere prin difuziune și convecție termică), acolo unde temperatura este mai scăzută (în cazul magmelor cu Ca Mg, Fe), însă diferența de concentrare între cele două părți ale bazinului cu potențiale termodinamice diferite nu este prea mare, ea este reprezentată prin raportul 1,07 : 1. Aceasta nu ar fi, după cum rezultă experimental, o cauză prea importantă în explicarea procesului de diferențiere magmatică.

Miscibilitatea este limitată între diferiții componenți ai magmei. Ipoteza se bazează pe faptul experimental și anume pe posibilitatea de amestecare a doi componenți miscibili numai la temperatură înaltă. Dacă se produce însă o scădere de temperatură, atunci din acest amestec se separă două strate, unul superior și altul inferior, care pot conține în proporții reduse componentul unuia în celălalt. În cazul diferențierii magmatice, ce-i drept faptul experimental ar da oarecare explicație procesului, însă aceasta ar duce la discontinuități care de fapt nu se observă în natură; s-a arătat însă că totuși sulfurile avînd o limită de solubilitate în magmă, pot duce la astfel de separații în masa magmei (prin așa-zisul proces de licuație), care în cele din urmă se pot concentra mai ales dacă răcirea magmei se face încet formînd zăcăminte

datorită gravitației în care mai pot interveni și alți factori ca de ex. diferența tensiunii de suprafață, coeziunea etc.

În cel de al doilea caz, cauzele principale care ar putea explica producerea procesului de diferențiere magmatică ar fi: cristalizarea fracționată, gravitația, filtrarea și transportul prin bule de gaz.

Cristalizarea fracționată se pune pe seama unor curenți de difuzie sau, după alții, pe seama curenților de convecție, care transportă moleculele unui anumit corp către periferia bazinului magmatic, unde se găsesc temperaturile cele mai scăzute și unde magma, ajungînd mai repede saturată, începe să cristalizeze*.

Temperatura continuînd să scadă, se face simțită mai departe cristalizarea altui corp către care, datorită curenților de difuzie, se aglomerează moleculele acestui corp. În felul acesta ambii componenți se concentrează la periferie, iar către părțile interne rămîn mai concentrate alte elemente care cristalizează aici atunci cînd condițiile fizice permit. Această interpretare ar constitui o explicație pentru rocile intrusive bogate în elemente melanocrate, care de fapt cristalizează primele din soluțiile magmatice. Aceste roci bogate în elemente melanocrate se observă adesea în natură, ele ocupînd poziții marginale în complexele eruptive.

Gravitația acționează diferit, în sensul că acțiunea ei se răsfrînge asupra cristalelor deja formate sau în curs de formare; cu densitate mai mare sau mai mică decît a magmei. Cristalele cu o densitate mai mare decît a magmei, formîndu-se primele din magmă (olivină, piroxeni) și, datorită greutății specifice mai mari, căzînd către fundul bazinului, unde temperatura este din ce în ce mai înaltă, sînt redizolvate, astfel încît către adîncime se pot forma zone de lichide magmatice cu compoziția chimică asemănătoare cu cea a cristalelor redizolvate. Prin cristalizare, aceste zone pot da naștere mai tîrziu (cînd temperatura scade) unor roci aproape monominerale. În părțile superioare ale bazinului magmatic rămîn soluții magmatice reziduale mai bogate în compuși volatili, cu tendința de a se apropia, prin consolidare, de un eutectic (granite acide, sienite alcaline, gabrouri etc.).

* Este probabil ca procesul de cristalizare să producă fenomene ultrasonore care să provoace și să înlesnească foarte mult diferențierea magmatică.

În cazul filtrării se presupune că prin scăderea temperaturii în interiorul bazinului magmatic se formează o rețea, o țesătură de cristale printre care poate să rămînă prinsă soluția magmatică. Ceva mai tîrziu, ea poate fi expulzată datorită unei puternice presiuni, la care este supus bazinul, sau care s-ar ivi în interiorul bazinului. În felul acesta se produce aici o diferențiere a magmei în sensul că o serie de cristale au fost deja formate și altele se formează ulterior din soluția magmatică expulzată, atunci cînd condițiile fizice permit.

Transportul prin bulele de gaz este un proces de diferențiere magmatică, prin intermediul bulelor de gaze din magmă, posibil numai dacă aici se găsesc cristale în prealabil formate. Acestea pot adera, în cele din urmă, la cristalele primei cristalizări pe care le pot ridica spre suprafață, unde le pot concentra. Gazele formate pot conține și unele elemente disperse din magmă. Firește că, cu această ocazie, aceste elemente sînt și ele transportate și concentrate în părțile superioare ale bazinului magmatic, sau chiar în părțile externe ale acestuia.

Practic procesul de diferențiere magmatică explică și concentrațiile de minerale utile, care deja au fost arătate în legătură cu fenomenul eruptiv (v. tabelul IV).

Asimilații

Unii cercetători nu explică variația în compoziția chimică a rocilor eruptive, dintr-o aceeași regiune, printr-un proces de diferențiere magmatică ci printr-un proces de asimilare; adică pe scurt, este vorba de topirea unui material oarecare de către o magmă primordială. Acest material străin, dizolvat și asimilat, evident poate schimba compoziția magmei și ar putea duce, în urma consolidării magmei, la roci cu chimism diferit.

În adevăr, rocile care înconjoară un bazin magmatic au o deosebită influență asupra soluției magmatice. Dacă o magmă pătrunde, de exemplu, într-un complex de roci sedimentare, sau metamorfice, poate face ca bucăți mai mari sau mai mici din rocile înconjurătoare, mai ales din acoperiș, să cadă în magmă. Cîteodată se întîmplă ca soluția magmatică să nu aibă temperatura suficientă

Scanned with OKEN Scanner

În cazul filtrării se presupune că prin scăderea temperaturii în interiorul bazinului magmatic se formează o rețea, o țesătură de cristale printre care poate să rămînă prinsă soluția magmatică. Ceva mai tîrziu, ea poate fi expulzată datorită unei puternice presiuni, la care este supus bazinul, sau care s-ar ivi în interiorul bazinului. În felul acesta se produce aici o diferențiere a magmei în sensul că o serie de cristale au fost deja formate și altele se formează ulterior din soluția magmatică expulzată, atunci cînd condițiile fizice permit.

Transportul prin bulele de gaz este un proces de diferențiere magmatică, prin intermediul bulelor de gaze din magmă, posibil numai dacă aici se găsesc cristale în prealabil formate. Acestea pot adera, în cele din urmă, la cristalele primei cristalizări pe care le pot ridica spre suprafață, unde le pot concentra. Gazele formate pot conține și unele elemente disperse din magmă. Firește că, cu această ocazie, aceste elemente sînt și ele transportate și concentrate în părțile superioare ale bazinului magmatic, sau chiar în părțile externe ale acestuia.

Practic procesul de diferențiere magmatică explică și concentrațiile de minerale utile, care deja au fost arătate în legătură cu fenomenul eruptiv (v. tabelul IV).

Asimilații

Unii cercetători nu explică variația în compoziția chimică a rocilor eruptive, dintr-o aceeași regiune, printr-un proces de diferențiere magmatică ci printr-un proces de asimilare; adică pe scurt, este vorba de topirea unui material oarecare de către o magmă primordială. Acest material străin, dizolvat și asimilat, evident poate schimba compoziția magmei și ar putea duce, în urma consolidării magmei, la roci cu chimism diferit.

În adevăr, rocile care înconjoară un bazin magmatic au o deosebită influență asupra soluției magmatice. Dacă o magmă pătrunde, de exemplu, într-un complex de roci sedimentare, sau metamorfice, poate face ca bucăți mai mari sau mai mici din rocile înconjurătoare, mai ales din acoperiș, să cadă în magmă. Cîteodată se întîmplă ca soluția magmatică să nu aibă temperatura suficientă

Scanned with OKEN Scanner

pentru a le topi. În acest caz bucăţile rămîn în magmă conservate sub formă de enclave ale căror contururi sînt mai mult sau mai puţin modificate prin topire.

În alte cazuri însă, magma avînd o temperatură foarte mare poate topi cantităţi considerabile din rocile înconjurătoare producînd astfel o asimilare şi o completă dizolvare a materialului străin, de cele mai multe ori sedimentogen. Compoziţia chimică iniţială a magmei este în acest caz mult modificată.

Astfel dacă o magmă dizolvă argile, ea se va îmbogăţi în Al_2O_3 şi se pot forma minerale de aluminiu, andaluzit, silimanit etc., care nu iau naştere la o cristalizare normală a unei magme.

Dacă dizolvă cuarţite, magma se va îmbogăţi în SiO_2 şi prin consolidare va da naştere la roci acide. Dacă o magmă dizolvă marne, sau calcare ea se va îmbogăţi în calciu şi elemente femice, iar prin consolidare va da naştere la roci mai bazice; în primul caz la roci dioritice sau la alte tipuri de roci, iar în cel de al doilea caz la roci mai speciale pînă la rocile magmatice obişnuite însă mai bogate în alcaline, deoarece se admite că prin asimilare s-ar produce mai întîi silicaţi de calciu, care prin gravitaţie cad la fundul bazinului magmatic, lăsînd în părţile superioare o magmă mai săracă în silice şi mai bogată în alcaline (preponderent, sodiu).

Primordial, se admite că există două feluri de magme: una granodioritică şi alta gabroidică, care, printr-un proces de asimilare şi nu este exclus, ca apoi şi prin procesul de diferenţiere magmatică, să fi condus la toate tipurile de roci existente comagmatic într-o aceeaşi regiune (v. tabelul V).

Provincii petrografice

După cum s-a văzut, diferenţierea magmatică, sau după unii asimilarea, sînt procesele naturale care explică marea diversitate a rocilor magmatice. Desigur nu trebuie să presupunem că sînt posibile tot atîtea magme iniţiale cîte feluri de roci se întîlnesc în natură. Este uşor de înţeles acum că dintr-o singură magmă iniţială se pot naşte, bineînţeles depinzînd în foarte mare măsură şi de condiţiile exterioare, o gamă întreagă de roci, admiţînd simplu numai procesele de diferenţiere magmatică şi asimilare. Înrudite

chimic, mineralogic, cît și structural, rocile magmatice se asociază în mod natural în regiuni mai mult sau mai puțin întinse, formînd serii comagmatice. Aceste serii sînt rezultatul unei diferențieri cu caractere specifice fizico-chimice. Astfel, s-au comparat foarte multe analize chimice de roci (desigur raportate la o serie de diagrame de variație care mai de care mai importante) și s-a constatat că, la un același conținut de SiO_2, ele tind să se împartă în două mari grupe: o grupă se caracterizează prin procente mai mari de alcaline și cantități mai mici de calciu și magneziu, încît alcalinele pot întrece la un moment dat cantitatea necesară pentru a forma feldspații. Excesul combinat cu aluminiul va forma feldspatoizi, sau combinat cu fierul trivalent va forma egirin și riebekit (piroxen și amfibol sodic) etc.

O altă grupă se remarcă prin faptul că alcalinele nu saturează aluminiul așa încît, în afară de silicați alcalino-aluminoși: albit, ortoză, microclin, mai apar și silicați calco-aluminoși cu alcaline, adică feldspați plagioclazi. Aceste caractere astfel grupate se mențin atît pentru rocile acide cît și pentru cele neutre sau bazice.

Din aceste puncte de vedere toate rocile eruptive se pot împărți de la început în două mari serii, seria alcalină și seria calco-alcalină. În rocile care aparțin uneia din aceste serii apar de fiecare dată unele minerale. Astfel în seria alcalină apar caracteristic mineralele: Nefelin ($NaAlSiO_4$), Leucit ($KAlSi_2O_6$). Sodalit $3NaAlSiO_4.NaCl$, toți feldspatoizi, precum, și piroxeni și amfiboli alcalini, (egirin și riebekit) etc.

Aceste minerale nu se pot întîlni în constituția rocilor din seria calco-alcalină deoarece ele conțin aluminiu în cantitate suficientă pentru a forma silicați alcalino-aluminoși.

S-a mai constatat că rocile bazice, neutre sau acide, dintr-o aceeași serie, se grupează toate la un loc într-o regiune eruptivă, separîndu-se de altele din cealaltă serie. Pentru aceste motive toate rocile dintr-o regiune eruptivă, care fac parte dintr-o aceeași serie formează ceea ce denumim *provincie petrografică*. Ele sînt toate înrudite. Dar trebuie spus că se cunosc și regiuni în care rocile prezintă caractere de tranziție între cele două serii.

Seria alcalină cuprinde rocile din regiunile eruptive ale Oceanului Atlantic. Din această cauză ea a fost numită și provincia atlantică.

Scanned with OKEN Scanner

Seria calco-alcalină cuprinde rocile din regiunile eruptive ce înconjoară Oceanul Pacific (Cordilierii Americii de Nord și Anzii Americii de Sud). Din această cauză ea a fost numită și provincia pacifică.

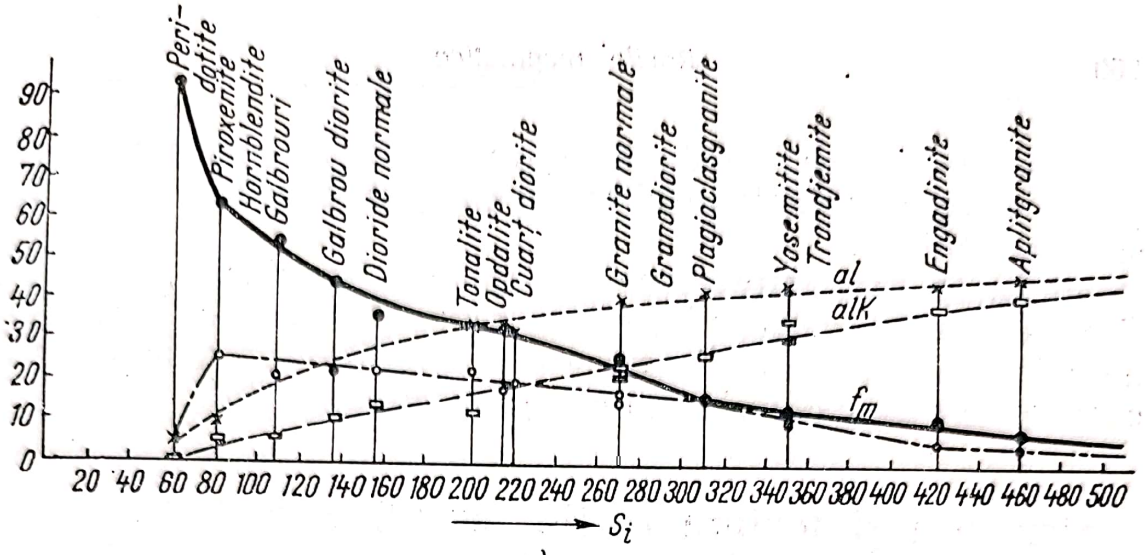
Dacă se reprezintă analizele rocilor din aceste „provincii petrografice" în diagrame, luînd pe abscisă valoarea *Si* iar pe ordonată valorile *al* (x), *fm* (•), c (o) și *alk* (□), așa după cum s-a arătat mai înainte, se constată că pentru familia de roci atlantică (seria alcalină sodică) corespunde diagrama din fig. 109 b, iar pentru familia de roci pacifice (seria calco-alcalină) corespunde diagrama din fig. 109 a.

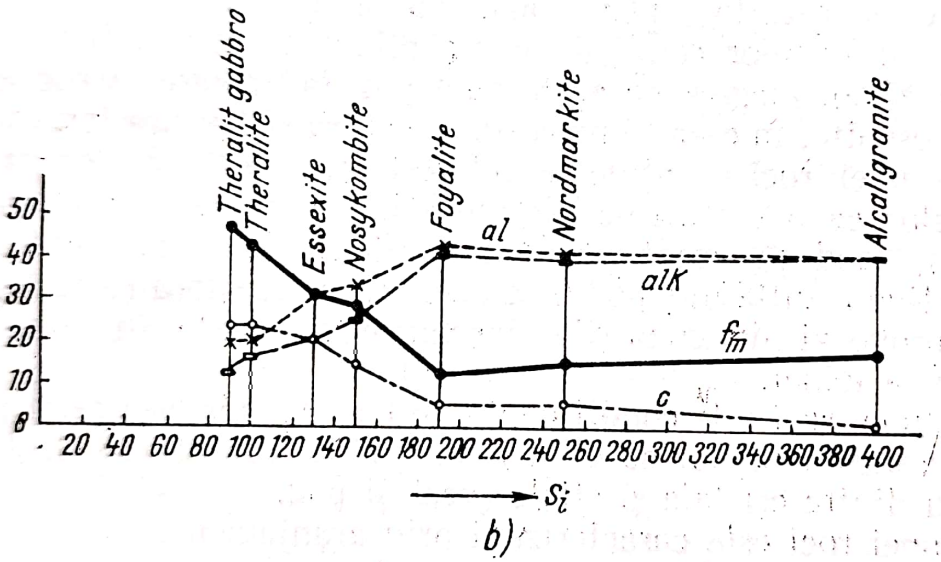
Între aceste două serii alcalină sodică și calcoalcalină se mai repartizează uneori o serie, de altfel puțin distinctă, seria alcalină potasică, care în multe puncte are caracterul unei serii intermediare (fig. 109 c). Ea se numește provincia petrografică mediteraneană.

Cele trei serii nu se găsesc repartizate în natură în proporții egale. Dintre toate, cea mai mare răspîndire cu o localizare îndeosebi în zonele de cutare ale scoarței, o are seria calcoalcalină și tot ea este seria normală de diferențiere. Celelalte două serii din care seria alcalină sodică legată mai ales de falii și seria alcalină potasică cunoscută mai ales în Italia (Vezuviu) sînt mai rare.

La noi în țară se găsesc astfel de provincii bine definite. Astfel rocile din regiunea Ditrău constituie o provincie atlantică. Ele conțin minerale caracteristice seriei alcaline sodice: nefelin, sodolit, cancrinit etc. De asemeni în aceeași serie se încadrează rocile de la Iacobdeal din Dobrogea în care apar riebekitul și egirinul. Rocile de la Greci din Dobrogea, granitoidele din Carpații Meridionali, banatitele din Banat sau din Bihor fac parte din seria calcalcalină. Rocile vulcanice terțiare din lanțul Hărghita-Călimani sau din Munții Apuseni se încadrează de asemenea în seria calcoalcalină, bineînțeles cu retușările provocate de autometamorfism.

Provinciile petrografice cuprinzînd roci cu caractere distincte de înrudire se asociază unor anumite structuri geologice regionale. Această asociere regională nu are o simplă semnificație geografică, ci ea prezintă o strînsă legătură cu o anumită orogeneză și, mai mult chiar, apare bine corelată cu anumite stadii de evoluție ale acesteia. Nu este lipsit de interes să subliniem faptul că chiar





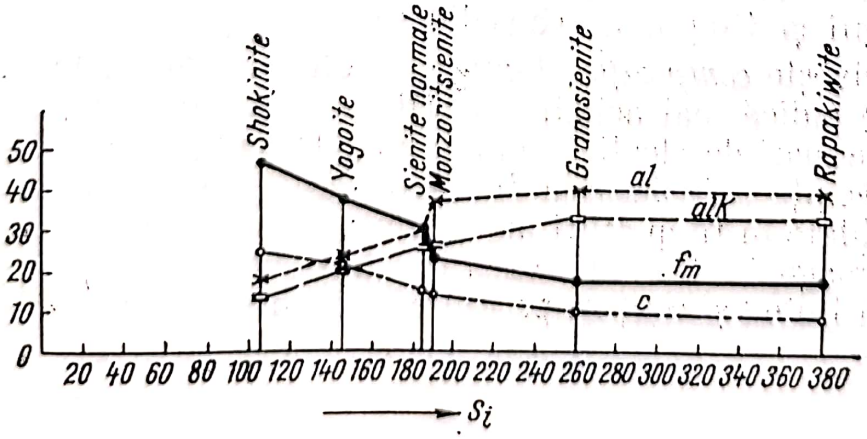


Fig. 109

Scanned with OKEN Scanner

pe baza relaţiilor ce s-au stabilit între tectonică şi magmatism, s-au putut aduce importante precizări în evoluţia orogenică şi structura scoarţei terestre.

Din punct de vedere economic separarea provinciilor petrografice are o mare importanţă, deoarece de această asociere naturală a rocilor magmatice sînt legate şi anumite tipuri de minerale utile, care constituie de obicei bogate şi preţioase zăcăminte.

Structura şi textura rocilor eruptive

Rocile eruptive sînt formate, după cum s-a văzut, dintr-un agregat de minerale rezultate prin consolidarea magmei.

Din cauza diferitelor condiţii de consolidare (abisale, hipoabisale, sau efuzive), magme de acelaşi fel pot da naştere la roci cu caractere deosebite, în ceea ce priveşte structura şi textura lor.

Structura unei roci eruptive se defineşte ca modul de agregare al mineralelor ce o constituie (determinat de forma şi mărimea mineralelor), mod provocat prin condiţiile de geneză. Textura rocilor eruptive rezultă din modul de agregare al acestora (orientare spaţială,) provocat de condiţiile mecanice existente în timpul consolidării magmei.

Structura unei roci este condiţionată de forma, mărimea relativă sau absolută a mineralelor ce o constituie, şi de raporturile dintre cristale, sau dintre cristale şi sticlă (vezi şi pag. 222—225).

Textura unei roci este caracterizată prin aranjamentul şi dispoziţia în spaţiu a mineralelor componente ale rocii.

Condiţiile de geneză care intervin în determinarea structurii rocilor eruptive sînt: compoziţia chimică a magmei, temperatura, variaţia presiunii şi timpul de consolidare.

În ceea ce priveşte *compoziţia chimică*, cu cît o magmă este mai bogată în silice (adică mai acidă), cu atît ea este mai vîscoasă şi conţine procente mari de alcaline şi aluminiu. Din punct de vedere structural consecinţa care decurge din acest fapt este că magmele vîscoase consolidate în timp scurt au tendinţa de a forma roci sticloase. Cu cît o magmă este mai săracă în silice (adică mai bazică), cu atît este mai fluidă şi conţine procente mai mari de fier şi magneziu.

Scanned with OKEN Scanner

Magmele bazice au tendința, chiar în rocile efuzive, de a cristaliza complet. Rocile sticloase cu compoziție bazică sînt mai rare decît cele acide.

Temperatura este determinată de compoziția chimică care hotărăște începutul și sfîrșitul consolidării unei magme, precum și de viscozitatea ei.

Variația presiunii în timpul consolidării unei magme este în funcție de prezența în magmă a produșilor volatili.

O creștere de presiune, mărind coeficientul de fricțiune interioară a magmei, îi mărește și viscozitatea. În mod invers, o micșorare de presiune micșorează și viscozitatea, astfel încît acest fapt permite cu mai multă ușurință cristalizarea magmei.

În realitate însă, magmele supraîncărcate cu produși volatili fac uneori ca acești compuși să se dizolve în magmă. Prin aceasta magma foarte vîscoasă devine foarte fluidă. Dacă produșii volatili sînt eliberați din magmă aceasta devine vîscoasă. Cristalizarea se face în acest caz cu mai multă greutate.

Timpul de consolidare a unei magme este însă principalul factor geologic care intervine în determinarea structurii rocilor eruptive. Timpul de consolidare este de obicei la rocile intrusive foarte lung. Printr-o răcire lentă, toată masa eruptivă are timpul să cristalizeze complet.

Pe baza factorilor care determină în principiu structura rocilor eruptive se pot distinge în general, următoarele tipuri de structuri în funcție de adîncimea la care se consolidează magma, de forma mineralelor componente ale rocilor eruptive și de mărimea relativă a mineralelor componente ale acelorași roci.

Din punct de vedere al adîncimii la care a avut loc consolidarea magmelor se pot deosebi *trei feluri de structuri* și anume:

Structură holocristalină (holos = complet) (fig. 110 *a*) ai cărei componenți minerali din masa rocii sînt complet cristalizați. Această structură este caracteristică rocilor consolidate în adîncimea scoarței (plutonice).

Structură hypocristalină (hypo = mai puțin) (fig. 110 *b*, *c*) la care masa rocii este formată din componenți minerali cristalizați, alături de care se găsește și o parte din masa amorfă sub formă de sticlă sau criptocristalină.

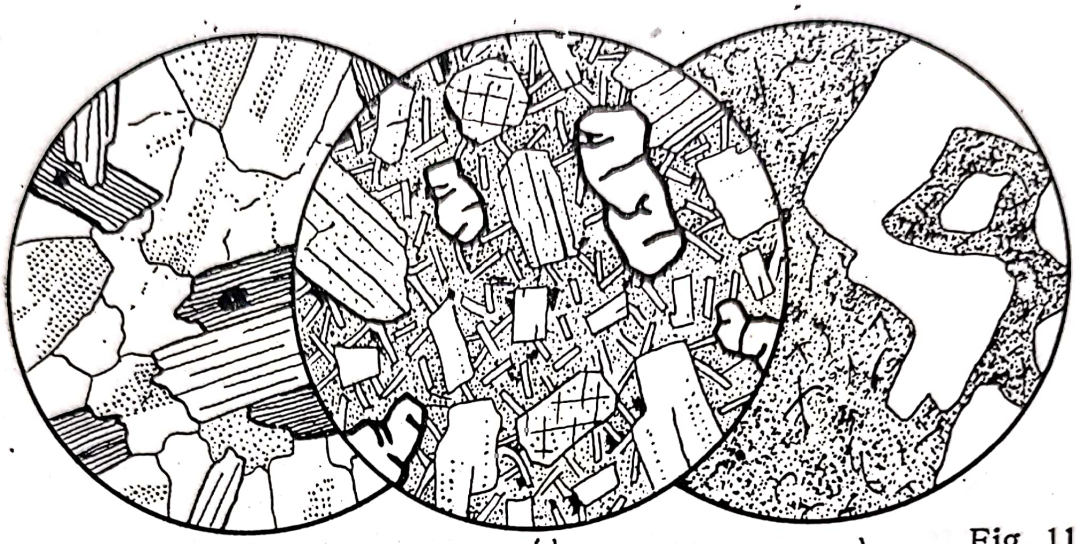


Fig. 110

Această structură este caracteristică rocilor care s-au consolidat repede, la suprafață (roci efuzive). Ea se poate întîlni totuși și la unele mase mici hipoabisale consolidate mai ales la adîncimi mici, în care caz masa fundamentală apare totuși cristalizată.

Structură sticloasă (vitroasă sau hialină), la care cea mai mare parte din masa rocii n-a putut să cristalizeze ci s-a consolidat sub formă de sticlă. În cele mai multe cazuri, alături de sticlă se găsește și o oarecare cantitate de minerale mai mult sau mai puțin cristalizate cu forme variate: sferoidale, bacilare etc. Uneori roca este formată numai din sticlă (sticle naturale).

Această structură este caracteristică rocilor efuzive.

Din punctul de vedere al formei mineralelor se disting minerale idiomorfe (idios = propriu) și *minerale allotriomorfe* (allotrios = = străin).

Idiomorfe sînt mineralele care se dezvoltă cu forma cristalografică proprie. Acestea cristalizează primele din magmă. De altfel, atît gradul de idiomorfism cît și raporturile relative de idiomorfism sînt observații importante în stabilirea ordinii de cristalizare a componentelor mineralogice ale unei roci.

Allotriomorfe sînt mineralele care cristalizează sub o formă oarecare, în funcție de spațiul liber pe care îl întîlnesc în timpul creșterii lor. Ele deși se consolidează la un loc cu celelalte minerale idiomorfe totuși nu se pot dezvolta cu conturul lor cristalo-

grafic, deoarece acestea sînt stînjenite în creșterea lor tocmai de mineralele formate în prima fază a cristalizării.

Din punctul de vedere al mărimii relative se disting *structura grăunțoasă* și *structura porfirică.*

Structura grăunțoasă nu poate fi decît holocristalină și se întîlnește la rocile de adîncime, cum sînt de exemplu granitele. Se întîlnește cîteodată și la rocile de suprafață, însă între acelea care au format mase mari și au avut o fluiditate mai mare, și de obicei între rocile din filoane (hipabisice).

Structura porfirică este caracterizată prin prezența unor minerale idiomorfe de dimensiuni mai mari numite fenocristale, implîntate într-o masă fundamentală, formată din cristale de dimensiuni mici, numite micriolite sau din sticlă.

Fenocristalele indică o primă perioadă de cristalizare.

Structura porifirică este caracteristică pentru roci efuzive. În acest caz fenocristalele provin din perioada telurică, iar masa fundamentală din perioada efuzivă.

Atît structura grăunțoasă cît și structura porfirică, pot să aibă diviziuni care să depindă de idiomorfismul, în parte, sau în totalitate a componentelor minerale, sau de alte considerente.

Textura rocilor eruptive este determinată de cauze externe statice sau dinamice și privește felul de aranjare al mineralelor în spațiu. Din numeroasele posibilități texturale ale rocilor eruptive vom enumera numai texturile: *masivă*, *fluidală*, *scoriacee* și *spumoasă.*

În *textura masivă* cristalele nu sînt orientate. Această textură este caracteristică, de obicei, rocilor eruptive intrusive.

În *textura fluidală* magma se consolidează în timp ce se mișcă. Ea este caracteristică rocilor eruptive efuzive (lavelor) și rocilor filoniene.

Textura scoriacee este proprie lavelor ajunse repede la suprafață, cu care ocazie ele degajă produșii volatili.

Textura spumoasă este caracteristică lavelor acide în care prin consolidare apar cavități foarte răspîndite, căpătînd aspect de spumă (de exemplu piatra ponce).

Scanned with OKEN Scanner

Criterii de clasificare a rocilor eruptive

Clasificarea rocilor eruptive a constituit, încă de foarte multă vreme, obiectul a mai multor încercări, însă nici pînă azi petrografii n-au căzut de acord asupra unei clasificări unitare a rocilor eruptive.

Se remarcă însă că oricare ar fi clasificarea rocilor eruptive, totdeauna se iau în considerație următorii factori principali: *a*) compoziția chimică; *b*) compoziția mineralogică; *c*) structura condiționată de forma de zăcămînt a rocii; *d*) înrudirea rocilor magmatice dedusă din asocierea lor, din răspîndirea lor geografică și din legătura lor cu procesele geotectonice.

Clasificări bazate pe compoziția chimică

Acestea sînt importante, în primul rînd, pentru repartizarea analizelor chimice la anumite tipuri de roci eruptive, pentru cunoașterea compoziției chimice a magmelor și în sfîrșit pentru discuția originii rocilor magmatice. Din acest punct de vedere în petrografie se aplică:

— O clasificare pur chimică, care este folosită numai în mod statistic. Aceasta însă este o clasificare prea specială.

— O clasificare mixtă, chimico-mineralogică, bazată în primul rînd pe gradul de îmbogățire în silice a mineralelor ce compun rocile și pe principiul de saturație în SiO_2.

În această accepțiune rocile magmatice se împart în 3 mari categorii: roci suprasaturate, care conțin mult cuarț liber, roci saturate, care conțin numai minerale saturate în SiO_2 și foarte puțin cuarț liber, și roci nesaturate, formate numai din minerale cu conținut inferior de silice, adică rocile care au o cantitate mică de SiO_2 în compoziția lor.

Subdiviziunile sînt bazate apoi pe compoziția mineralogică.

Clasificări bazate pe compoziția mineralogică

Acestea sînt cele mai utilizate, deoarece rocile, după cum s-a văzut, constau din acele minerale, de altfel puține la număr, care pot fi ușor recunoscute chiar macroscopic sau repede determinate cu ajutorul microscopului.

Scanned with OKEN Scanner

După cum predomină mineralele salice sau femice, s-a propus în primul rînd o împărţire a rocilor în leucocrate şi melanocrate şi în al doilea rînd, o clasificare cantitativă mineralogică în care se determină la microscop — cu ajutorul micrometrului sau a unui aparat adaptat la microscop (masa de integraţie Shand) — exact procentul mineralelor care constituie roca eruptivă. Ea poate fi repartizată atunci uşor uneia din grupele stabilite deja principial, pe baza raporturilor dintre mineralele leucocrate şi melanocrate şi de asemenea pe baza raporturilor dintre cuarţ, feldspat (ortoză, plagioclazi) şi feldspatoizi.

Clasificare după modul de zăcămînt şi după structură

Din acest punct de vedere rocile eruptive pot fi împărţite în trei mari categorii: roci plutonice (abisice sau intruzive), care sînt holocristaline (fanerocristaline) (bob > 5 mm), roci vulcanice sau efuzive care sînt hipocristaline (sticloase şi porfirice) şi roci subvulcanice (hipoabisice sau filoniene) (bob < 5 mm).

Rocile efuzive se împart după timpul geologic în care a avut loc erupţia astfel: roci vechi (cele consolidate înaintea erei terţiare) şi roci noi (celelalte roci consolidate în timpul acestei ere). Primele se mai numesc şi paleovulcanice, iar celelalte neovulcanice.

Rocile subvulcanice (hipoabisice sau filoniene) se împart în: diferenţiate acide sau bazice şi nediferenţiate porfire şi porfirite.

După înrudirea lor şi răspîndirea în spaţiu în legătură cu fenomenele orogenice rocile magmatice pot fi grupate de asemenea în cele 3 mari provincii petrografice menţionate anterior.

În lucrarea de faţă vom adopta clasificarea din tabelul V, în care pe orizontală s-au dat tipurile principale de structuri, iar pe verticală compoziţia chimică mineralogică.

Clasificarea se referă la seria de roci calcoalcaline (pacifică), cea mai răspîndită pe glob şi de altfel şi cea mai importantă în ţara noastră.

Chimismul şi compoziţia mineralogică caracteristică fiecărei familii de roci este scos în evidenţă prin semnul + sub care se

găsesc o serie de linii groase care stabilesc oarecum cantitativ, procentul de mineral în rocă. Semnul (±) arată că mineralul respectiv indicat în capul coloanei poate să existe în rocă, sau poate să lipsească. În continuare, pentru a se completa ideea de clasificare a rocilor eruptive, menționăm că același criteriu se poate aplica și la clasificarea seriei de roci alcaline.

Scanned with OKEN Scanner

ROCILE SEDIMENTARE

Generalități

Studiul rocilor sedimentare prezintă o deosebită importanţă atît din punct de vedere teoretic, în vederea descifrării istoriei globului terestru, cît și din punct de vedere practic, în scopuri economice, fiind în legătură cu foarte multe materii prime minerale solide și în special cu cele fluide, sau cu materialele de construcţie. Vom da în acest capitol cîteva date sumare, cu caracter fizico-chimic, relative la procesul lor genetic, desfășurat în condiţii exogene.

Rocile magmatice, numite și roci primare, sau rocile deja existente metamorfice și chiar cele sedimentare, suferă la suprafaţă, sau în păturile lor superficiale acţiunea factorilor externi fizico-chimici și biologici, care le atacă și cu această ocazie le dezagregă și le descompun. Aceste procese naturale sînt cuprinse sub denumirea generală de alterare superficială*.

Asemenea procese de alterare și în special alterări de natură chimică, pot suferi și majoritatea zăcămintelor metalifere legate de magmatism, care conţin în special sulfuri și care, în general, sînt mai ușor atacate de agenţii atmosferici.

Materialele rezultate în urma alterării superficiale rămîn arareori pe loc (alcătuind sedimentele eluviale), fiind în general, antrenate de către așa-numiţii agenţi de transport (apa, gheaţa, vîntul, organismele) și depozitate în alte părţi ale scoarţei terestre. Această acumulare se numește sedimentare și poate avea loc atît pe conti-

* Termenul se aplică în opoziţie cu cel de alterare hipogenă sau juvenilă, care se referă la transformările mineralelor sub acţiunea soluţiilor juvenile.

Scanned with OKEN Scanner

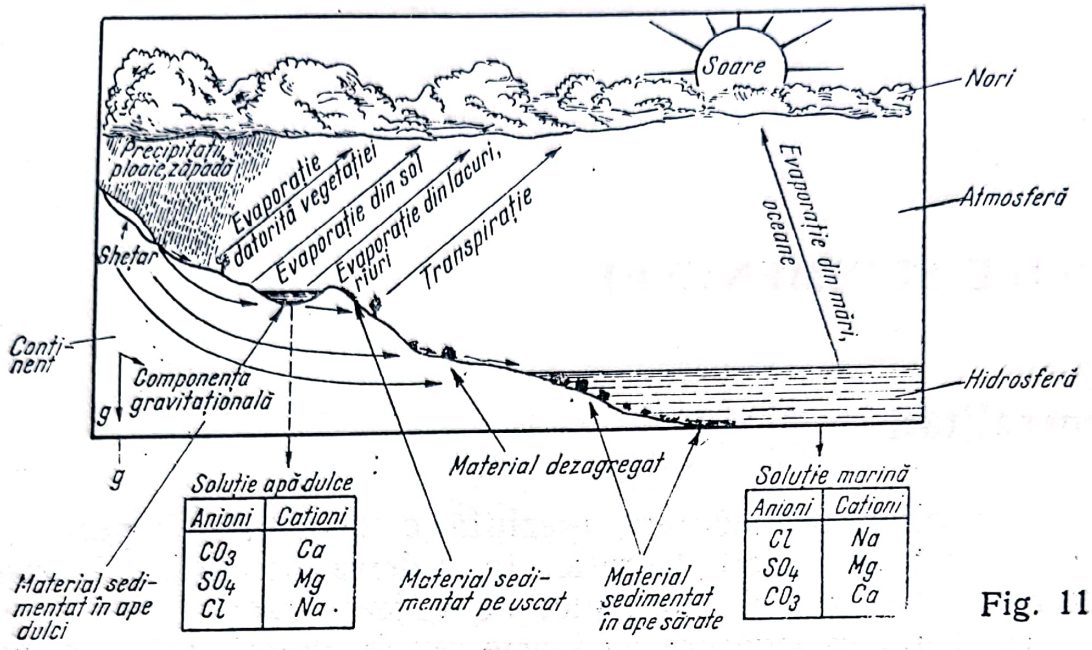


Fig. 111

nent (pe uscat sau în mediu acvatic = lacuri, mlaștini), cît și mai ales în mediul marin, dînd naștere sedimentelor. Acestui material i se pot adăuga resturile organismelor, materialul piroclastic și, cu o importanță strict calitativă, materialul cosmic (meteoriții) (fig. 111).

După acumulare, sedimentele suferă o seamă de transformări fizice și chimice, care conduc în general la consolidarea lor. Aceste procese se încadrează în termenul de diageneză care, într-o largă accepțiune, cuprinde deopotrivă și transformările suferite de rocile sedimentare după consolidare (transformări epigenetice).

Ne vom ocupa mai întîi, pe scurt, de procesele de alterare care privesc rocile primare și apoi la sfîrșitul capitolului vom trata, de asemenea pe scurt, alterarea și în special procesele de oxidare, hidratare și carbonatare a unor astfel de zăcăminte metalifere.

Formarea rocilor sedimentare

Procese de alterare a rocilor

Alterarea rocilor se datorește procesului de dezagregare care evoluează pe cale mecanică și procesului de descompunere sau alterare chimică, în condiții exogene.

Dezagregarea și descompunerea sînt două procese naturale, care conlucrează simultan, însă adesea unul dintre aceste procese este predominant, în primele faze dominînd mai ales dezagregarea.

Dezagregarea se produce, în general, ca o urmare a modificării coeziunii, datorită diferenței zilnice și sezoniere de temperatură pe care le suferă rocile, sau datorită înghețării apelor pe fisurile rocilor, sau acțiunii de dezvoltare a rădăcinilor de plante sau datorită chiar și altor factori.

Se adaugă aici și acțiunea forțelor declanșate prin procesul de cristalizare sau de creștere a cristalelor din soluțiile care circulă prin porii sau crăpăturile rocilor. Prin acest proces se produce o creștere de volum care echivalează cu o presiune destul de mare. De asemenea, trebuie amintite procesele de hidratare, acțiunea organismelor etc.

Trebuie remarcat însă că procesul de dezagregare conduce întotdeauna, pe de o parte la fragmentarea rocii în părți mai mari sau mai mici, cu un caracter mobil, iar pe de altă parte, se înțelege ușor că procesul mecanic creează o suprafață mare de atac, ușurînd astfel acțiunile de descompunere a factorilor chimici, asupra rocilor aflate încă în zăcămîntul primar, precum și în fazele care urmează alterării (transport și sedimentare). Dezagregarea predomină asupra descompunerii în regiuni uscate și reci.

Descompunerea, datorită agenților chimici aerieni, terestri, organici sau anorganici, este mai activă în regiuni umede și calde.

Agenții principali care acționează în vederea descompunerii rocilor sînt apa și aerul. Apa bogată în O_2, CO_2 și alte substanțe aflate în soluție acționează asupra mineralelor componente ale rocilor. Trebuie reținut însă că unele minerale din roci, sînt mai ușor atacate și descompuse de agenții chimici, ca de exemplu feldspații, amfibolii, piroxenii, biotitul, olivina. Altele sînt mai rezistente la acțiunea prelungită a apei și a substanțelor din soluție ca de exemplu: cuarțul, muscovitul, zirconul.

Procesele naturale principale de natură chimică, care acționează în vederea descompunerii rocilor sînt: *dizolvarea*, *hidratarea*, *oxidarea* și *carbonatarea*.

D i z o l v a r e a. Din acest punct de vedere se constată că sărurile acidului carbonic, carbonații — sînt solubili în apă într-o anumită măsură, mai ales în apa saturată cu CO_2.

Trebuie subliniat că solubilitatea este influențată și de dimensiunile granulelor și de natura mineralelor.

Foarte solubile sînt clorurile, sulfații, de asemenea carbonații alcalini și azotații. Astfel la 20°C în 100 g apă se dizolvă: 35 g NaCl, 31 g KNO_3, 0,2 g $CaSO_4 2H_2O$ (gips).

Este important, din punct de vedere chimic, de menționat procesul de dizolvare a feldspaților, care trec prin fazele: hidratare, hidroliză și în cele din urmă schimbul de cationi.

Hidratarea. În urma acestui proces mineralele rocilor se transformă în altele în a căror compoziție apa intră în diferite cantități. Astfel mineralele femice ca de exemplu hornblenda, biotitul și altele, se transformă în clorit — limonit etc.

Mineralele salice, ca de exemplu feldspații, sînt alterate chimic cu formare de minerale argiloase cum este caolinitul, sau alți silicați hidratați de aluminiu și în silice liberă (vezi reacția de descompunere a feldspaților).

Oxidarea este procesul chimic de alterare a mineralelor din roci, cu formare de oxizi. Mineralele cu fier sînt cele mai susceptibile de a fi oxidate cu formare de hematit și limonit (oxizi de fier coloranți). Culorile roșii, brune sau galbene, foarte comune rocilor sedimentare, se datoresc de obicei tocmai acestor oxizi. Oxizii de Mn imprimă rocilor culoare neagră.

Din sulfuri, prin oxidare și hidratare, rezultă acid sulfuric care reacționează cu mineralele rocilor înconjurătoare cu formare de sulfați:

$$2\ FeS_2 + 7{,}5\ O_2 + H_2O \rightarrow Fe_2(SO_4)_3 + H_2SO_4$$

Fenomenele de oxidare pot modifica uneori, după cum s-a și văzut, radical, caracterul depozitelor rezultate de pe urma procesului de alterare.

Carbonatarea. Prin acest proces mineralele rocilor se alterează formînd mai ales carbonați de *K*, *Na*, *Ca*. În mod subordonat se pot forma și sulfați sau cloruri.

Ca exemplu, citățm numai cazul de alterare prin carbonatare al unui feldspat potasic dintr-un granit. Procesul se petrece astfel:

Bioxidul de carbon (CO_2) prezent pretutindeni în aer, se dizolvă ușor în apă, mai ales la rece, pentru a forma acidul carbonic, conform reacției $CO_2 + H_2O \rightarrow H_2CO_3$.

Soluția de acid carbonic în apă, poate apoi acționa foarte ușor asupra feldspatului potasic ($KAlSi_3O_8$) de exemplu din granit, după reacția (sau ceva mai complicat)

$$2KAlSi_3O_8 + H_2CO_3 + H_2O \rightarrow K_2CO_3 + Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 4SiO_2$$

Ortoz — Ac. carbonic — apă — carbonat de potasiu — coalinit (argilă) — bioxid de siliciu coloidal

Reacția se petrece la fel și asupra feldspaților calcosodici, numai că substanța solubilă (carbonații) aparține și sodiului și calciului (respectiv Na_2CO_3 și $CaCO_3$).

Pentru a ne face o idee de felul cum acționează procesele naturale, de natură chimică, asupra unei roci, să considerăm o rocă intrusivă acidă, un granit, cu componenții mineralogici principali: cuarț, ortoză, feldspat plagioclaz, muscovit și biotit, iar ca elemente accesorii zircon și apatit. Acesta, supus fenomenului natural de alterare în sensul chimic, cauzat de apa încărcată cu CO_2 (sau O_2) suferă procesele redate în tabelul de la p. 272—273.

Procesul de alterare exercitat prin urmare asupra granitului produce, după cum s-a văzut, următoarele substanțe: minerale nealterate, substanțe reziduale insolubile și substanțe solubile.

Minerale nealterate sînt granulele de cuarț, fluturași de mică, granule sau cristale de zircon și în parte apatita.

Substanțe reziduale insolubile sînt constituite din materia argiloasă care însumează silicații hidratați de aluminiu și oxizii de fier (hematitul și limonitul), care sînt principalii pigmenți ai rocilor sedimentare și care pigmentează și nisipurile cu minerale din grupa precedentă.

Substanțele solubile sînt săruri de Na, K, Ca, Mg (mai ales sub formă de bicarbonați — carbonați) în soluție electrolitică, silice liberă sub formă coloidală, cît și soluție fosfatică electrolitică sau coloidală.

Este important de relevat faptul că procesul de alterare fizică sau chimică, început în mediu aerian, poate fi continuat și în cursul transportului, sau imediat după sedimentare, în mediul marin. Acestui ultim proces i s-a dat denumirea de „Halmiroliză". Procesul cuprinde și acțiunile de formare de noi minerale în acest mediu, apropiindu-se astfel și de diagenză.

Scanned with OKEN Scanner

Componenți mineralogici ai granitului	Compoziția chimică în oxizi				Comportarea mineralului față de acțiunea soluției	Substanța rezultată
Cuarțul	SiO_2	.....	.....	.....	Rămîne nealterat	Granule de nisip
Feldspat potasic (ortoz)	$6SiO_2$	.....	.....	....	Combinate și hidratate trec în silicat de Al hidratat	→ Argilă *
		Al_2O_3	.....	....		
				K_2O..	Trece în soluție sub formă de bicarbonat respectiv carbonat, clorură etc. Parțial reținut în rocile argiloase:	Substanța solubilă → Soluție
Feldspat plagioclaz (oligoclaz)	$20SiO_2$	.....	.....	....	Combinate și hidratate trec în silicat de Al hidratat	→ Argilă
		Al_2C_3	.....	....		
			CaO	.....	Formează bicarbonat respectiv carbonat de calciu ce este solubil în apa încărcată cu CO^2 **	Substanță solubilă → Soluție
				$3Na_2C$	Trece în soluție sub formă de bicarbonat respectiv carbonat, clorură etc	Substanță solubilă → Soluție

* Reacția se petrece astfel:

$$KAlSi_3O_8 + \underbrace{H_2O + CO_2}_{H_2CO_3} + 14\ H_2O \rightarrow K_2CO_3 + 2\ Al(OH)_3 + \underbrace{2H_2O \cdot SiO_2}_{H_4SiO_4}$$

$$Al(OH)_3 + 2H_2O\ SiO_2 \rightarrow Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O\ \text{(Argilă)}$$

(caolinit)

** Reacția de trecere a carbonatului de calciu la bicarbonatul de calciu (soluție) este reversibilă și se petrece astfel:

$$CaCO_3 + H_2CO_3 \rightleftarrows Ca(HCO_3)_2$$

$$\rightarrow CO_2 + H_2O$$

Scanned with OKEN Scanner

(continuare)

Componenți mineralogici ai granitului	Compoziția chimică în oxizi					Comportarea mineralului față de acțiunea soluției	Substanța rezultată
Muscovit	$6\,SiO_2$	$3Al_2O_3$		K_2O	$3H_2O$	Rămîne nealterat	→ Fluturași de mică în nisip
Biotit	SiO_2	.....	.....	.....	.....	Silice solubilă	→ Substanță solubilă Silice coloidală
				.....	....	O altă parte formează silicat hidratat de Al	
		Al_2O_3	.....	.....	....		→ Argilă
			$2(MgFe)O$	.....	.....	Trec în soluție sub formă de bicarbonat sau clorură	→ Substanță solubilă
						Carbonatul de fier se oxidează în hematit sau limonit	→ Pigmenți minerali
				K_2O	.....	Trece în soluție sub formă de bicarbonat sau carbonat (sau clorură). Parțial reținut în rocile argiloase.	→ Substanță solubilă Soluție → Apă
					H_2O		
Zircon	SiO_2	.....	.....	.....	....	Rămîne nealterat	→ Granule și cristale de zircon
			ZiO_2	.....	....		
Apatita			CaO		PO_4 $F(Cl)$	Solubil sub formă de soluție electrolitică sau sub formă de coloid	→ În parte sub formă de granule sau soluție

Scanned with OKEN Scanner

Transportul materialului dezagregat și descompus

Materialul dezagregat și descompus poate să rămînă pe loc, adică acolo unde s-a produs procesul de alterare, constituind sedimente reziduale sau eluviale, sau poate fi transportat în alte locuri unde, în cele din urmă, are loc o depunere atunci cînd forța agenților, motori de transport, se reduce sau în sfîrșit cînd condițiile mediului chimic permit. Transportul poate fi efectuat de apă, vînt, gheață și organisme. Acțiunea mecanică a transportului (abraziunea) poate micșora fragmentele, sau le poate rotunji, producînd totodată o separare după mărime și greutate specifică. Apa, poate transporta atît substanțele dizolvate, cît și substanțele solide. Trebuie menționat însă că, în timpul transportului, procesele de dezagregare mecanică și descompunere chimică se continuă mereu, acționînd unul în favoarea celuilalt și că o particulă detritică, înainte de sedimentare, poate suferi diverse tipuri de transport.

Sedimentarea produselor transportate

Produsele de alterare transportate de agenții deja menționați, ajung în cele din urmă în ariile de sedimentare. Acestea pot fi continentale și marine. Cele marine constituie domeniile cele mai importante de sedimentare. Caracteristica fiecărui domeniu de sedimentare este, de altfel, foarte bine imprimată în depozitele ce se sedimentează prin caractere petrografice, structurale și texturale, specifice.

Substanțele fragmentare sînt sedimentate în mod mecanic, atunci cînd viteza mediului de transport se micșorează sau încetează. Spre deosebire de apele dulci continentale, sedimentarea în mediul marin este condiționată și de natura electrolitică a soluției ca și de particulele fine aflate în suspensie. Acești factori acționează și în bazinele continentale cu ape sărate sau tulburi (vezi fig. 111).

Este însă important de arătat că atît transportul cît și sedimentarea materialului alterat sînt supuse acțiunii gravitaționale exercitată de masa pămîntului

Pentru a ne face o idee de felul cum acționează gravitația (energia asociată stărilor cîmpului de gravitație) în raport cu panta, la căderea sau rostogolirea materialului fragmentar, este suficient

Scanned with OKEN Scanner

să privim fig. 112 din care se deduce uşor că fragmentele desprinse vor suferi o selecţionare în depunerea lor în raport cu panta, dar care vor fi în acelaşi timp în funcţie şi de mărimea şi densitatea lor.

De asemenea, din punct de vedere practic, este important de reţinut faptul că, în cursul sedimentării, unele fragmente de minerale magnetice posedă facultatea de a se orienta după direcţia meridianului terestru. Această poziţie fiind păstrată în sediment

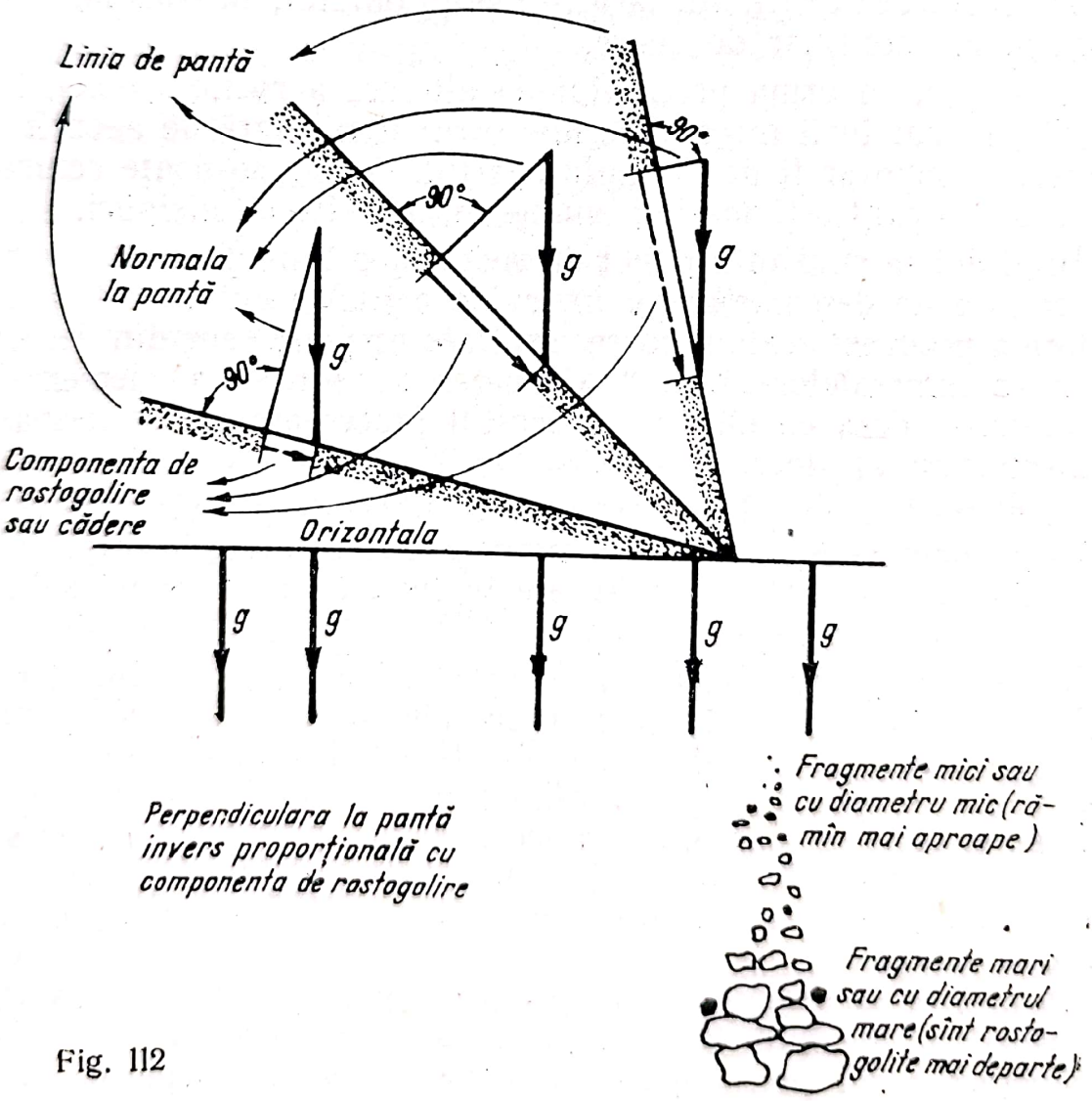


Fig. 112

este ușor de înțeles care sînt consecințele interpretative de ordin geomagnetic și paleogeografic.

În ceea ce privește substanțele solubile aceastea pot fi precipitate din soluții pe cale chimică sau prin activitatea organismelor.

Întreruperea periodică a procesului de depunere, sau schimbarea repetată în compoziția materialului depus, imprimă sedimentului caracterul de stratificație.

După felul cum se desfășoară această mare acțiune exogenă, trebuie reținut faptul că, în general, procesele de alterare și de sedimentare pot fi privite ca o analiză chimică de mari proporții, ce se efectuează continuu, fără influența omului, într-un laborator natural extraordinar de mare.

În esență, în urma procesului de alterare a rocilor se constată că rămîn mai întîi mineralele foarte rezistente față de agenții atmosferici, cum ar fi de exemplu cuarțul. Acesta se poate acumula ca atare în cantități mari și anume în depozite de nisipuri.

În al doilea rînd (din punct de vedere geochimic), ca o urmare a procesului de descompunere, intervine acțiunea chimică de precipitare a produselor aluminoase rezultate preponderent din descompunerea mineralelor „salice" și luarea în soluție a elementelor alcaline. O dată cu efectuarea acestui proces are loc și formarea materialelor argiloase.

În al treilea rînd, Fe și Mg puse în libertate din mineralele femice principale ale rocilor primare, pot fi reținute în reziduurile aluminoase, sau pot fi precipitate în mod izolat direct sau sub influența organismelor.

În ceea ce privește elementele alcaline Na, K și alcalino-teroasele (Ca, Mg), acestea, în urma procesului de descompunere, intră în soluție adevărată și sînt transportate astfel în mare, așa precum s-a văzut la alterarea fizico-chimică a granitului. Calciul și în parte Mg pot fi scoase apoi din aceste soluții prin precipitarea sub formă de carbonat, mai ales sub influența organismelor. Acestea depunîndu-se pot, în cele din urmă, să constituie depozite de calcare și dolomite.

Pe de altă parte Na, K, Mg și chiar o parte din Ca pot rămîne mai departe în soluție foarte mult timp și apoi printr-un proces de evaporare a soluției, după cum se va vedea mai departe, să se

Scanned with OKEN Scanner

concentreze și, în cele din urmă, să constituie o fază solidă, care se poate depune sub formă de sedimente saline (vezi rocile de precipitație chimică).

În ceea ce privește potasiul extras din rocile primare trebuie remarcat că o mare parte din el nu ajunge în bazinele marine în stare de soluție, ci este scos din soluție, deja mai înainte, prin absorbție de către substanțele argiloase. Acest fapt este foarte important și pentru agricultură, deoarece în dezvoltarea plantelor este necesară prezența sărurilor alcaline.

Diageneza

Toate tipurile de sedimente, atît cele produse pe cale mecanică, formînd fie depozite întinse de materiale fine (aleurite și pelite, de exemplu mîluri), fie formînd depozite de nisipuri (psamite), sau depuneri de pietrișuri și bolovănișuri (psefite) cît și cele produse prin precipitarea substanțelor solubile din soluțiile electrolitice ale lacurilor și mărilor (ca de exemplu sarea, gipsul etc.), (vezi scara granulometrică în tabloul VI de clasificare al rocilor sedimentare) toate suferă cu timpul, în sediment, o serie întreagă de transformări chimice și mineralogice, ca o urmare a circulației soluțiilor vadoase (uneori și cu aporturi juvenile în regiunile vulcanice).

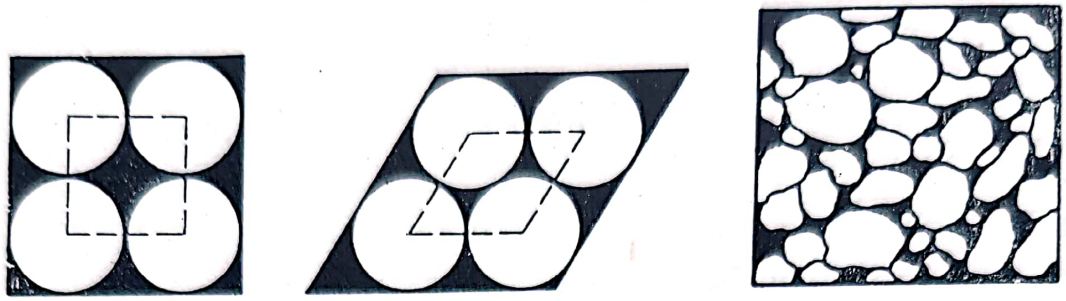
Acest fenomen, cu tot cortegiul său de transformări fizico-chimice, care se efectuează în sediment, este cunoscut în ansamblul lui, în petrografie, sub numele de diageneză și se produce în condițiile zonei superficiale a litosferei (condiții hipergene) *.

Diageneza se definește așadar, ca un proces complex de transformări fizico-chimice, în loc, a mineralelor din parageneză sedimentară, sub influența presiunii depozitelor, a temperaturii corespunzătoare treptei geotermice și sub acțiunea apei și a soluțiilor vadoase, într-o oarecare măsură intervenind și acțiunea microorganismelor.

Procesele principale, de natură fizico-chimică, pe care le suferă sedimentele și care se încadrează în acțiunea diagenetică sînt:

* Procesele hipergene rezultă din raporturile reciproce complexe, fizice și chimice, dintre litosferă, hidrosferă și atmosferă. Printre factorii principali care provoacă procesele hipergene se disting: temperatura, presiunea, concentrația ionilor de H, potențialul oxigenului, etc.

Scanned with OKEN Scanner



a) b) c)

Fig. 113

compactizarea sau întărirea sedimentului, hidratarea și deshidratarea, acțiunea soluțiilor interstițiale, și diageneza substanței organice.

Compactizarea sau întărirea sedimentului este un fenomen fizic care constă în micșorarea spațiilor dintre fragmentele detritice.

Prin tasare și presiune litostatică sau orientată sedimentele mobile suferă o micșorare de volum, ajungînd adesea la consistențe compacte. Adesea procesul este însoțit de deshidratări și chiar de resintetizări de minerale noi.

Compactizarea acționează diferit asupra sedimentelor astfel:

Nisipurile (fig. 113*a*) și mai ales cele cu granule neegale (fig. 113*bc*) (inechigranulare) își micșorează mult volumul porilor din cauza întrepătrunderii granulare în urma acțiunii de tasare. Acestea au tendința de a se cimenta foarte ușor.

Compactizarea acționează însă intens asupra aleuritelor (prafului) și mai intens sau chiar foarte intens asupra argilelor.

Din cauza compactizării, uneori resturile organice, care sînt incluse în sedimentele mîloase, sînt fragmentate, însă plasticitatea mîlurilor face ca ele să-și păstreze forma inițială.

Prin compactizare cărbunii (de ex. turba) pot suferi, în urma presiunilor litostatice sau tangențiale, acțiuni de înnobilare (se transformă în lignit, cărbuni bruni, antracit, fig. 114), iar bituminele lichide acțiuni de filtrare și chiar deplasări.

Scanned with OKEN Scanner

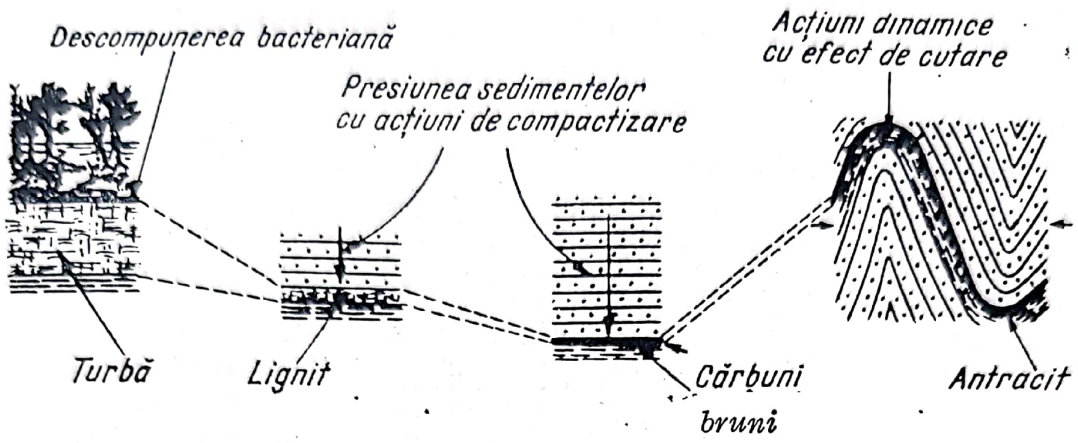


Fig. 114

Hidratarea şi mai ales *oxidarea* pe care o mijlocește sînt procese caracteristice zonelor superficiale care, deşi aparţin procesului de alterare chimică (descompunere), totuşi parţial, aceste procese acţionează şi în domeniul diagenezei, ca de exemplu în cazul hidratării unor minerale. Astfel este cazul sulfaţilor de Ca (anhidritului) care prin hidratare îşi pot mări volumul (cu 30—50%) şi prin aceasta pot avea influenţă chiar asupra tectonicii locale a formaţiilor. De exemplu anhidritul care trece în gips ($CaSO_4 \rightarrow CaSO_4\ 2H_2O$), cu formarea aşa-numitelor „cute false" datorate dilatării sedimentului în care se găseşte inclus.

Procesul invers *hidratării*, adică *deshidratarea*, petrecut în cadrul diagenezei, aduce modificări în unele proprietăţi fizice ale mineralelor, care sufăr adaptarea la noile condiţii, ca de exemplu variaţia indicilor de refracţie sau a densităţii.

De asemenea, modificaţii importante pot fi aduse şi din punctul de vedere al izotropiei şi anizotropiei mineralelor mai ales asupra celor care trec din faza de gel în faza de cristalizat.

Acţiunea soluţiilor interstiţiale. Sedimentele prezentînd un anumit grad de porozitate, permit apelor să le străbată cu uşurinţă prin difuziune şi curenţi. Acest fapt poate aduce, în cele din urmă, importante modificări sedimentului. Activitatea soluţiilor în masa sedimentelor se poate manifesta pe de o parte prin dizolvarea şi migraţiunea ionică a substanţei, iar pe de altă parte prin redepunerea ei ca acţiune a cimentării.

Schimburile ionice ale proceselor de substituție și metasomatice sînt de asemenea acțiuni contradictorii ale soluțiilor care circulă printre strate.

Acțiunii soluțiilor care circulă interstițial se datoresc:

Dizolvarea. Procesele de dizolvare au ca efect, pe de o parte, mărirea porilor rocilor și dispariția mineralelor nestabile, iar pe de altă parte, producerea decimentării sedimentelor. Dizolvarea poate avea și un efect constructiv în sensul că se pot produce cu această ocazie forme texturale noi, (stilolite, texturi „con în con").

Cimentarea. Acțiunea de cimentare efectuată de soluțiile, care circulă printre strate este tocmai inversă acțiunii de dizolvare. Acțiunea constă în precipitarea materialelor cu ajutorul cărora se stabilește legătura dintre mineralele sedimentului și care, în ultimă analiză conduce la consolidarea rocilor. Materialul de ciment, poate fi adus atît dinafară cît și din interiorul sedimentului, (autocimentare).

Cimentarea sedimentelor chimice și biochimice apare, în general, ca o urmare a procesului de recristalizare totală sau parțială a materialului de origine chimică sau biochimică.

Cimentarea rocilor detritice poate fi făcută cu un material de natură argiloasă, calcaros, silicios sau de altă natură.

Autigeneza cuprinde fenomenele prin care iau naștere mineralele noi în rocă (minerale autigene). Este important de menționat faptul că formarea mineralelor noi în rocă este în funcție de variația pH-ului și rH-ului apei din sedimentul neconsolidat.

Substituția și metasomatoza sînt procese foarte frecvente în cadrul rocilor sedimentare, datorită circulației soluțiilor interstițiale.

Metasomatoza este, după cum s-a mai arătat, procesul prin care elementele unui mineral sînt înlocuite molecular, în total sau în parte, prin elementele unei soluții fie juvenile, fie vadoase. (Pentru substituțiile moleculare cauzate de soluțiile juvenile se utilizează adeseori termenul de „metasomatism" în opoziție cu cel de „metasomatoză" rezervat domeniului sedimentar). Se formează astfel

Scanned with OKEN Scanner

un mineral sau o rocă nouă, fără modificare de volum și structură, în cazul mineralelor, sau fără modificare de volum și textură în cazul rocilor.

Metasomatoza cuprinde: procesele de dolomitizare, chiar în mediul de formare *, sau ulterior, adică epigenetic, cît și procesele de calcitizare ** și silicifiere *** a unor resturi organice, sau a unor minerale. De asemenea ea cuprinde procesele de piritizare, care în general pot da indicații asupra condițiilor fizico-chimice, în timpul depunerii ****, cît și alte procese de substituție, care duc sigur la formări de noi minerale în sedimente, sau chiar la importante depozite sedimentare cu valoare economică.

Diageneza substanței organice. Fenomenele diagenetice care afectează substanța organică cuprind procesele de incarbonizare (carbonificare) și bituminizare.

Este cert însă că, în ceea ce privește procesul de carbonificare, acesta apare, în faza inițială, ca un proces biochimic, care se desfășoară apoi în întregime într-un regim în care factorii fizici, în special presiunea și temperatura, au cea mai mare importanță. Bituminizarea se caracterizează printr-o transformare a substanței organice, în sensul îmbogățirii ei în carbon și hidrogen, formînd astfel amestecuri complexe de hidrocarburi cu o consistență lichidă, sau gazoasă (petrol, gaze).

Clasificarea rocilor sedimentare

Clasificarea rocilor sedimentare este o problemă mai complicată decît a rocilor eruptive. În orice caz este important de știut că aplicarea unor criterii unitare în scopul clasificării acestor

---

* Schimbul ionic între $CaCO_3$ și $MgCO_3$ în soluție se face conform reacției: $2CaCO_3 + MgCO_3 \rightarrow CaMg(CO_3)_2 + CaCO_3$.

** Se întîlnește adesea sub forma unui schimb reciproc cu silicea coloidală în unele minerale sau în unele resturi organice.

*** Procesul se efectuează conf. reacției: $\frac{H_2OSiO_2}{H_2SiO_3} + CaCO_3 \rightleftarrows Ca^{++} + CO_3^{--} + SiO_2 + H_2O$.

**** Adică dacă zona diagenezei primare a fost sau nu în contact cu o soluție apoasă bogată în oxigen, sau asupra pH-ului soluției.

roci este imposibilă deoarece, în acest caz, se ivesc dificultăți de ordin genetic sau structural.

În lucrarea de față vom încerca o clasificare (vezi tabelul VI) în care se încadrează roci cu geneze diferite (clastice și de precipitație chimică) și în care pe verticală, în coloanele 2 și 3, criteriul granulației apare totuși ca unitar marcînd astfel o tranziție continuă de la fragmentele cele mai mari, prin particule fine — pînă la molecule și atomi, adică o tranziție granulometrică de la rocile detritice constituite din psefite pînă la rocile de precipitare chimică depuse din coloizi și electroliți.

Pe orizontală tabloul cuprinde, în prima jumătate, rocile clastice de natură epi și piroclastică, iar în a doua jumătate rocile de precipitație chimică rezultate din simple reacții chimice sau biochimice. Trebuie spus însă că, din punct de vedere mineralogic, nu există o linie netă de demarcație între rocile detritice și cele chimice deoarece se întîlnesc numeroase depozite chimice sau biochimice care conțin particule detritice și invers.

Menționăm că, în cadrul rocilor sedimentare de precipitație, unele cum sînt calcarele, dolomitele, sideritele, jaspurile, feroliteie și manganolitele, apar în tabloul de clasificare marcate prin săgeți care converg de la cele două origini chimică și biochimică (acaustobiolite) *.

Caracterele rocilor sedimentare **

Rocile epiclastice (detritice)

Rocile epiclastice sau detritice, au rezultat din sedimentarea materialului provenit în urma proceselor de fragmentare și transport precum și de alterarea chimică pe care le suferă rocile lito-

---

* Acaustobiolite sînt roci provenite din substanțe organice care nu ard, spre deosebire de caustobiolite care sînt combustibile.

** Rocile sedimentare vor fi redate în mod sumar (numai din punctul de vedere fizico-mecanic, chimic și genetic). Pentru completări se recomandă: V. Corvin Papiu, Petrografia rocilor sedimentare, Editura Stiințifică, București, 1960.

Scanned with OKEN Scanner

sferei, spre deosebire de cele piroclastice rezultate din materialul fragmentar produs în urma exploziilor vulcanice.

Rocile (sedimentele) epiclastice pot fi mobile, atunci cînd particulele detritice care le constituie apar așa cum rezultă din dezagregare fără coerență, spre deosebire de cele consolidate în care particulele detritice sînt cimentate.

Ele sînt constituite din sfărîmăturile, mai mari sau mai mici, rezultate din acțiunea mecanică asupra rocilor preexistente și transportate cu ajutorul apei, gheții, a vîntului sau mai rar a organismelor.

Cu ocazia transportului în apă, particulele dezagregate suferă o rotunjire și o sortare în așa fel încît fragmentele cele mai mari rămîn în părțile superioare ale rîului, iar cele mai mici sînt transportate mai departe în bazinul de sedimentare.

Se pot distinge după mărimea granulelor:

Roci care au componentele granulare cu un diametru mai mare decît 1 mm și care se numesc roci *psefitice* sau *rudite*.

Roci care au componentele granulare cu un diametru cuprins între 1—0,1 mm și care se numesc roci *psamitice* sau *arenite*.

Roci care au componentele granulare cu un diametru cuprins între 0,1—0,01 mm și care se numesc roci *aleuritice* sau *siltite*.

Roci care au componentele granulare cu un diametru mai mic decît 0,01 mm și mai mare decît 0,001 mm (limita cu coloizi) care se numesc roci *pelitice* sau *lutite*.

Roci psefitice. Consolidate, sînt constituite din fragmente cu dimensiuni mari, formînd conglomerate respectiv brecii în funcție de aspectul rotunjit sau colțuros al fragmentelor componente. Sedimentele mobile corespunzătoare sînt bolovănișurile (pietrișurile) respectiv grohotișurile.

Cînd rocile psefitice prezintă consistență, aceasta se datorește unui ciment, care poate să fie de natură calcaroasă, silicoasă, feruginoasă, argiloasă etc.

Tillitele sînt depozitele consolidate (nesortate) constituite din materiale glaciare. Cele mobile se numesc *tilluri* (argile cu blocuri).

Roci psamitice. Consolidate (gresiile) sînt sedimente constituite mai mult din granule de cuarț (vezi tabelul cu dezagregarea granitului) la care se mai pot adăuga și alte minerale ca de exemplu

feldspaţi, mice, calcit etc. Sedimentele mobile corespunzătoare sînt nisipurile.

Cînd sînt consistente (consolidate) cimentul gresiilor poate să fie de natură: calcaroasă, silicioasă, feruginoasă, argiloasă, bituminoasă etc. şi constituie gresiile şi arcozele.

Gresiile propriu-zise sînt constituite aproape exclusiv din granule de cuarţ cu diferite cimenturi. Arcozele au în constituţia lor, pe lîngă cuarţ, şi cantităţi însemnate de feldspat (>25%). Cu ocazia depunerii pot să se nască în rocă, după cum s-a văzut, şi minerale noi. Acestea sînt minerale autigene spre deosebire de cele dintîi, aduse din altă parte, care se mai numesc şi minerale allotigene (cele din ciment în primul rînd).

Un mineral autigen în psamite este uneori glauconitul (silicat de fier şi potasiu).

Roci aleuritice. Acestea se aseamănă cu psamitele, singura deosebire între ele fiind doar dimensiunea granulometrică. Ele se situează, din acest punct de vedere, între nisipuri şi argile. Aleurolitele mobile actuale constituie praful şi mîlurile mai grosiere.

Ca rocă aleurolitică consolidată recent citäm loessul (de origine eoliană) cu o slabă consistenţă şi lipsită de stratificaţie. Depozitele loessoide decalcificate conduc la ceea ce se numesc lehmuri, sau argile de pantă.

Roci pelitice. Acestea sînt constituite din materialul cel mai fin, mai ales din argilă. Soluţiile electrolitice, ca de pildă apa de mare, joacă un rol important în sedimentarea lor, mai ales depunerea coloizilor (coagulare). Sedimentele mobile pelitice sînt mîlurile fine, iar cele consolidate sînt argilele şi argilitele. Argilitele rezultă din argile prin diageneză în timpul fosilizării. Ele au pierdut plasticitatea.

Roci piroclastice. Sedimentele clastice cuprind, în afară de rocile epiclastice, şi rocile piroclastice. Acestea sînt constituite aproape exclusiv, din fragmente vulcanice. Sedimentele compuse din fragmente vulcanice mai mari (bombe, lapilii, material rotunjit sau material colţuros) formează aglomerate respectiv breccii vulcanice.

Scanned with OKEN Scanner

Materialul mai fin, cenușile cu granulație medie sau nisipul vulcanic, sedimentîndu-se, dau naștere la tufuri vulcanice sau cinerite grosiere, cu un conținut apreciabil de material silicios.

Cenușa sau praful vulcanic prin consolidare conduce la tufuri vulcanice sau cinerite.

Menționăm că la limita dintre aglomeratele vulcanice sau brecciile vulcanice și tufurile vulcanice (sau cineritele grosiere) se situează o varietate de tuf denumită tuf lapilic.

După natura lor mineralogică se pot distinge tufuri dacitice, andezitice, bazaltice etc., compacte și cu culori albe, verzui sau cenușii.

La noi în țară tufurile dacitice au cea mai mare extindere (bazinul Transilvaniei, Subcarpați), iar cele andezitice cu aglomeratele și brecciile respective se găsesc mai ales în regiunile vulcanice: terțiare din masivele noastre muntoase (Munții Apuseni, reg. Baia Mare, lanțul Hărghita-Căliman).

Tufurile bazaltice au răspîndire subordonată, cele mai importante sînt piroclastitele diabazice din sudul M-ților Apuseni.

Tufitele sînt alcătuite din amestecuri, în diferite proporții între materialul piroclastic (predominant) și cel epiclastic.

Aluviuni metalifere și mineralifere

În legătură cu formarea rocilor clastice este cazul să citățm și aluviunile metalifere și mineralifere nemetalice.

Este important de reținut faptul, că cu ocazia transportului fragmentelor și particulelor dezagregate din roci, pe lîngă sortarea materialului după mărimea granulelor, așa cum s-a văzut mai sus, mai are loc o sortare a materialului și după greutatea sa specifică.

Dacă în primul caz, sortarea materialului după mărimea granulelor conduce la formarea rocilor, sortarea materialului în cel de-al doilea caz, după greutatea specifică, conduce la formarea zăcămintelor de minereuri (minerale) detritice.

Astfel se pot concentra, sub formă de zăcăminte secundare (denumite și placersuri), minerale cu greutate specifică mai ridicată, din care unele avînd o duritate mai mare sînt și mai rezistente.

Printre aceste tipuri de zăcăminte menționăm:

Scanned with OKEN Scanner

Zăcămintele de pietre prețioase (diamant, rubin, safir, zircon, spinel, ametist etc.), zăcăminte de casiterit, magnetit, rutil, aur nativ, platină etc.

La noi în țară, ca zăcăminte de acest fel, pot fi citate aluviunile aurifere din multe văi și din terasele lor superioare, ca de exemplu cele din Valea Oltului, a Jiului, a Argeșului, a Bistriței sau din alte văi și cu alte componente mineralogice.

Rocile de precipitație fizico-chimică

Din punct de vedere al criteriului unitar aplicat în această clasificare, adică al dimensiunilor particulelor, rocile de precipitație chimică cuprind particule cu dimensiunile începînd de la 0,1 μ diametru, corespunzătoare particulelor coloidale, pînă la particulele cu diametrul mai mic decît 0,1 mμ, corespunzînd soluțiilor electrolitice.

La rîndul lor acestea se împart în roci de precipitație fizico-chimică și biochimică.

Diviziunile în cadrul acestor două grupe, se bazează esențialmente numai pe compoziția chimică. Considerațiile generale ce vor urma, vor cuprinde, acolo unde este cazul, rocile formate prin ambele procese.

Rocile (sedimente) *saline de precipitație chimică* (evaporite) sînt condiționate de compoziția și concentrația apei marine sau lacustre, de climat (insolație) și de alți factori de natură fizico-chimică. Din acest punct de vedere este interesant de făcut o comparație între compoziția apei continentale (dulce) și a apei marine (sărată). Din această comparație rezultă că apa continentală (dulce) prezintă un conținut mai mare de $CaCO_3$ (vezi fig. 111) și cantități variabile de SiO_2 și Al_2O_3 sub formă de hidrosoli (argile) dar care nu influențează echilibrele electrolitice (față de apele marine).

Apa marină (sărată) are un conținut mai scăzut de $CaCO_3$ (vezi fig. 111) deoarece acesta este eliminat din soluție prin fixarea lui de către organismele marine care îl precipită în scoicile lor, fie sub formă de aragonit, fie sub formă de calcit.

În medie, apa marină conține între 3,4 și 4 g săruri la litru, dizolvate, printre care în cantități importante se găsesc clorurile și sulfații de sodiu, de potasiu, de magneziu și de calciu.

Scanned with OKEN Scanner

Dacă elementele dizolvate în apele continentale și în apele marine, se consideră raportate la proporții moleculare medii, se constată, în ceea ce privește anionii, că în apa de mare Cl se găsește în proporție de 90% după care urmează radicalul SO_4 și apoi radicalul CO_3 deci $Cl > SO_4 > CO_3$.

În apa continentală radicalul CO_3 se găsește în proporție de 71% fiind urmat de radicalul SO_4 (15%) și apoi de Cl (9,9%); deci $CO_3 > SO_4 > Cl$.

În ceea ce privește cationii, în apa marină alcalinele se găsesc în proporție de 78,5%. Din acest procent sodiul este prezent în cea mai mare cantitate, în timp ce potasiul se găsește în proporții scăzute, deoarece acesta, după cum s-a mai arătat, este absorbit de argile. Urmează apoi Mg cu 18% și în cele din urmă Ca cu 3,5%, deci *Alk* (Na) > Mg > Ca.

În apa continentală raportul este invers; Ca intră cu 61,5%, Mg cu 17,5% și alcalinele cu 18,5%, deci Ca > Na > Mg.

Aceste săruri pot ieși din soluțiile naturale și se pot depune sub formă de sedimente saline, fie prin răcirea soluției, adică prin scăderea temperaturii, fie prin evaporarea soluției, înlesnită prin ridicarea temperaturii (principal).

Prin răcirea soluției, apa marină cu foarte multe săruri dizolvate, poate fi considerată în cazul cel mai simplu, reducînd sistemul complex, într-o primă aproximație, ca un simplu sistem binar (AB) în care A = apa și B = toate sărurile dizolvate. Dacă componentele A și B se raportează la un sistem de axe de coordonate (fig. 115) și se consideră apa marină de o compoziție oarecare P mult apropiată de punctul A, atunci, prin scăderea temperaturii, apa marină de compoziția p atinge curba de saturație pentru H_2O în punctul Q. De aici înainte, temperatura scăzînd, se depune gheața, iar în punctul E va cristaliza atît substanța dizolvată (B) cît și mediul de dizolvare (A) în proporție eutectică. În acest punct va exista un amestec eutectic de sare + gheață. Procesul se întîmplă în regiunile polare.

Procesul de evaporare a apei, privit prin prismă geologică este mai important, deoarece cristalizarea sărurilor (diferite din punct de vedere chimic) din soluțiile saline marine, poate avea loc totuși și la temperatură constantă.

Scanned with OKEN Scanner

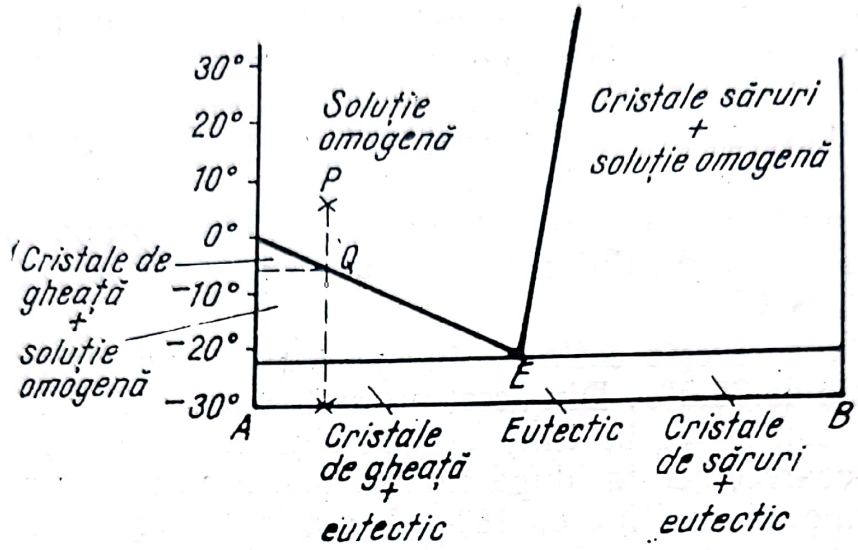


Fig. 115

Pentru ca procesul să aibă loc este necesar ca soluția marină să se găsească într-un bazin închis, adică într-o lagună, unde comunicația cu marea să fie întreruptă prin ridicarea unui banc de nisip, așa cum este cazul în cunoscuta lagună Kara-Bugaz de pe litoralul Mării Caspice.

În aceste condiții, prin evaporarea continuă a apei, soluția marină devine din ce în ce mai concentrată, pînă cînd curba de saturație a sărurilor este atinsă. De aci înainte orice evaporare a apei produce o cristalizare a sărurilor. Acest proces se petrece pînă cînd toate sărurile cristalizează.

Dacă în cazul răcirii soluțiilor, am considerat, pentru demonstrație, sistemul, într-o primă aproximație, constituit simplu din doi componenți, în cazul evaporării să-l considerăm, într-o a doua aproximație, constituit din trei componenți (ternar) ca de exemplu sistemul SO_4—K—Mg, saturat în același timp cu Na și Cl. Dacă raportăm componentele sistemului la colțurile unui triunghi echilateral (fig. 116), sărurile neutre ale acestui sistem se găsesc atunci concentrate după laturile K—SO_4 (KSO_4) și Mg—SO_4 ($MgSO_4$) ale triunghiului. Sistemul fiind însă saturat cu ioni de Na și Cl vîrfurile triunghiului vor corespunde compozițiilor Na_2SO_4—KCl și $MgCl_2$.

O dată cu desfășurarea procesului de evaporare a soluției o parte din apă intră și în constituția sărurilor formate.

Depunerea sărurilor în urma acestui proces se face într-o anumită succesiune. S-a observat că cele dintîi săruri care se depun sînt carbonații, apoi sulfații și, din aceștia, mai întîi gipsul ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), apoi sarea gemă (NaCl) și altele pentru ca în cele din urmă, deasupra tuturor, să se depună un eutectic ternar, constituit din:

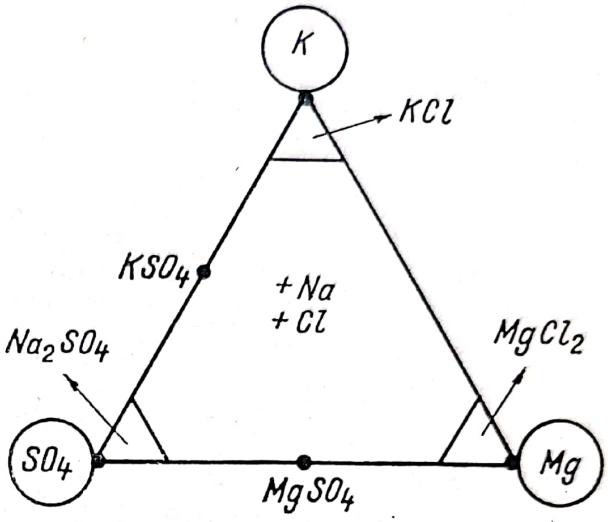


Fig. 116

Kiserit _____ Carnalit _____ Bischofit

$2MgSO_4H_2O$_____$KCl\ MgCl_26H_2O$_____$MgCl_26H_2O$

În natură, această succesiune în depunerea sedimentelor, prin evaporarea soluțiilor, poate suferi anumite modificări fie datorită intercalării unor sedimente argilo-clastice, fie datorită unor ulterioare procese tectonice, care pot duce depozitele sau soluțiile saline la alte adîncimi. În întinsul scoarței, rocile de precipitație pot fi supuse altor condiții de temperatură și presiune (metamorfism, diageneză).

Rocile carbonatate, corespund în general chimismului $R\ CO_3$, în care R poate fi Ca, Mg sau Fe^{2+}.

În cazul în care $R = Ca$, mineralul este un $CaCO_3$ și poate fi calcit, sau aragonit. Rocile alcătuite din mixturi de $CaCO_3$ și $MgCO_3$ se numesc dolomite. Cînd $R = Fe^{2+}$ avem de-a face cu siderite. Cele mai multe roci carbonatate sînt calcitice sau dolomitice. Calcarele cele mai pure conțin totdeauna urme de $MgCO_3$.

De obicei calcarele detritogene își au originea în ultima analiză tot în calcarele de precipitație chimică sau biochimică. Calciul după cum s-a văzut la descompunerea granitului, intră în soluție de obicei sub formă de biocarbonat de calciu. În ceea ce privește

solubilitatea $CaCO_3$, apa distilată poate dizolva, la temperatura de 25°C, 14,33 mg $CaCO_3$ la litru. Apa saturată cu CO_2 dizolvă, la aceeași temperatură, 1100—1300 mg CO_3Ca la litru. În apa de mare însă, precipitarea chimică a carbonaților depinde, mai totdeauna, de echilibrele fizico-chimice ce se stabilesc între CO_2—H_2CO_3—H—NH_4. Apa marină poate conține, în condițiile obișnuite și la temperatura de 17—18°C, 0,191 g $CaCO_3$ la litru. Menționăm însă că este posibil ca, sub anumite condiții speciale, să se poată efectua și o precipitare chimică directă a carbonatului de calciu din soluția marină.

Originea rocilor calcaroase este însă recunoscută ca biogenă directă sau indirectă.

Îndată ce viața devine abundentă în mediul marin, conținutul în CO_2 se ridică și calciul poate fi captat continuu din sulfații apelor de mare și precipitat sub formă de $CaCO_3$, de către viețuitoarele marine, conform următoarei reacții:

$$CaSO_4 + (NH_4)_2\,CO_3 \rightarrow CaCO_3 + (NH_4)_2\,SO_4 \quad \text{(în soluție)}.$$

Este locul să atragem aici atenția asupra faptului că bioenergia este în adevăr un factor foarte important, de concentrare selectivă, a mai multor elemente chimice, prin acțiunea sa de mare colectoare. Dacă ne referim, astfel, numai la $CaCO_3$, constatăm că scoicile, coralii, foraminiferele, unele alge, posedă facultatea de a-l precipita sub formă de calcit sau aragonit. Prin creșterea recifilor de corali și prin depunerea de cochilii, după moartea organismelor respective, iau naștere acumulări mari de $CaCO_3$, care ulterior mai pot suferi și alte transformări, dînd naștere calcarelor organogene.

Aceste acumulări, în urma proceselor de diageneză, devin apoi roci consolidate care se numesc calcare.

Altă categorie de calcare se formează prin precipitare directă din apele marine sau lacustre, precum și în procese diagenetice, fără intervenția organismelor (calcare anorganice).

În afară de $CaCO_3$ o mare parte a precipitațiilor de carbonați mai pot conține și $MgCO_3$ provenit din însușirea pe care o posedă algele, echinodermele și alte organisme de a precipita $MgCO_3$, în scheletele lor. Crinoizii separă în scheletele lor pînă la 11% $MgCO_3$, iar unele alge pînă la 17% $MgCO_3$. Concentrarea acestuia în depozite

Scanned with OKEN Scanner

împreună cu $CaCO_3$ se poate face în urma acelorași procese ca și în cazul calcarelor și conduce la formarea dolomitelor.

Sideritele cuprind în general rocile (sedimentele) în care *R* din formula generală *R* CO_3 este Fe (bivalent) ($FeCO_3$). Fierul, după cum s-a văzut la descompunerea granitului, intră în soluție de obicei sub formă bicarbonatată. Depunerea lui din soluție poate fi făcută atît pe cale chimică cît și pe cale biochimică. Din soluțiile bicarbonatate se precipită mai întîi sideroza și apoi oxizii (în funcție de caracterul chimic al mediului)

$$Fe(CO_3H)_2 \rightleftharpoons \underset{\text{sideroză}}{FeCO_3} + H_2O + CO_2$$

$$\downarrow$$

$$FeCO_3 + H_2O \rightleftharpoons \underline{|Fe(OH)_2|} + CO_2$$

$$\downarrow$$

$$\overline{|4Fe(OH)_2|} + 2O \rightarrow \underset{\text{(limonit)}}{2Fe_2O^3 \cdot 3H_2O} + H_2O$$

Cu ajutorul bacteriilor, sau direct într-un mediu intens oxigenat.

Din punct de vedere biochimic se constată că adesea în depunerea siderozei intervin bacterii și alge specifice.

Rocile silicioase (silicolitele) sînt roci, care ca și cele carbonatate — carbonatitele — își datoresc originea atît proceselor chimice cît și celor biochimice.

La suprafața litosferei silicea poate proveni din surse juvenile sau, după cum s-a văzut la ciclul de alterare al granitului, și din alterarea superficială a mineralelor silicatate care intră în compoziția rocilor litosferei.

Prin reacții fizico-chimice, se pot forma sinterul silicios, depus din silicea gheizerilor în apă alcalină, ca urmare a variației factorilor în special fizici și apoi chimici (uneori cu contribuția microorganismelor).

Jaspurile anorganogene rezultă în urma erupțiilor submarine și a aporturilor hidrotermale, prin precipitarea coloidului hidrofil, în urma neutralizării sarcinilor negative de către ionii alcalini sau alcalinoteroși.

Scanned with OKEN Scanner

Rocile silicioase provenite prin acumulări de schelete organice (silicolite organogene) sînt: diatomite, radiolarite, spongolite.

După tipul de organism silicios, diatomitele sînt roci constituite aproape exclusiv din schelete de diatomee (uneori, în cantitate subordonată se întîlnesc și radiolari sau spiculi de spongieri) înglobate într-un ciment de opal. Rocile sînt foarte poroase și de culori deschise.

Radiolaritele sînt roci alcătuite, în esență din radiolari la care se mai pot adăuga și spiculii de spongieri într-un ciment de calcedonie de natură organogenă sau chimică. Au culori de obicei mai închise din cauza unui pigment care poate fi hematitic, cloritic sau bituminos.

Spongolitele sînt roci constituite preponderent din spiculi de spongieri silicioși într-un ciment de opal ca și precedentele, sau calcedonie. Adesea spongolitele, pot conține și material detritic. Sînt roci compacte și cu culori cenușii sau mai închise.

Silicolitele în care se adaugă silice de natură chimică și biochimică sînt jaspurile și rocile asemănătoare. În compoziția acestora intră preponderent calcedonia provenită fie din resturile de organisme, fie din materiale piroclastice.

În medii calcaroase se găsesc uneori concentrații de silice formînd silexuri (în cretă), iar în mediu argilos, concentrații de tipul menilitelor, roci considerate în flișul carpatic ca surse de petrol.

Roci feruginoase și manganoase (ferolite și manganolite)

În procesul de alterare chimică a unui granit s-a arătat că fierul din biotit (eventual și Mn, care se asociază cu Fe) trec în soluție sub formă bivalentă (bicarbonați etc.), pentru ca, în cele din urmă, printr-un proces de oxidare, să treacă uneori în hematit sau limonit (în funcție de condițiile de acumulare).

Din punct de vedere al depunerii chimice și biochimice, fierul precipită în medii oxidante sub formă de oxid, iar în medii lipsite de oxigen se depun sărurile formei bivalente, adeseori sub influența microorganismelor (siderită, pirită). Fierul se poate depune din sulfați în urma reacțiilor cu carbonații, conducînd la sideroze; prin oxidare conduce la hematit și magnetit; reacționînd cu silicații conduce la silicați feroși, iar prin diageneză la limonitizări, piritizări etc.

Scanned with OKEN Scanner

Legat de fier, în rocile magmatice (primare) se mai găsește și manganul. În procesul de alterare manganul se dizolvă mai ușor decît fierul, însă precipitarea din soluții bicarbonatate, sub influența oxigenului, se face mai repede pentru fier decît pentru mangan.

Precipitarea anorganică se efectuează prin pierderea de CO_2 din bicarbonați cu formare de carbonați, sau prin oxidare și hidroliză cu depunere de oxizi și hidroxizi de mangan.

Precipitarea organică (bacterii, ciuperci) se întîmplă în apele marine continentale și în soluri datorită unor bacterii specifice manganului (*Bacillus manganicus*) sau altora (*Galionella cladotrix*), care precipită, în faze succesive, mai întîi fierul și apoi manganul. Ca și ferolitele, manganolitele (oxizii) formează atît depozite reziduale cît și sedimente în mediile marine sau continentale apoase.

Fenomenele metamorfice conduc la transformarea sedimentelor ferolitice și manganolitice, care se reflectă adesea în constituția mineralogică, mai ales în cazul manganolitelor, cînd apar minerale ce nu se întîlnesc în rocile sedimentare, ca de exemplu: rodonit, spesartin etc.

Allitele sau rocile aluminoase (sedimente exclusiv chimice) sînt constituite din hidroxizi ($Al_2O_3 3H_2O$, hidrargilit) și oxihidroxizii ($Al_2O_3.H_2O$, diaspor și boehmit) de aluminiu, la care adesea se mai adaugă oxizi și hidroxizi de fier, minerale argiloase, silice etc.

Acumularea aluminiului sub formă de oxizi are loc în depozite reziduale, conducînd la formarea lateritelor (pe roci feldspatice) și la terra rossa (pe roci calcaroase). Fosilizarea lateritelor conduce la bauxite, care constituie principalele minereuri de aluminiu.

Asupra genezei bauxitelor s-au emis teorii care admit procese hidrotermale sau metasomatice, sedimentarea subacvatică și mai ales teoria reziduală în care factorii climă, natura rocilor primare (bogate în aluminiu și sărace în fier și cuarț), agenții chimici, timpul și suprafețele de eroziune (cu ușoare ondulații) și de drenaj ar juca un rol important. Recent s-a admis (V. Corvin. Papiu 1966) precipitarea aluminiului din soluții acide, cu formare de bauxită, în urma ridicării pH-ului acestor soluții prin amestec cu apele mai alcaline carstice, aplicată și pentru explicarea genezei bauxitelor din țara noastră (masivul Pădurea Craiului, Munții Apuseni), care constituie un minereu asupra căruia s-a pus accentul în mod deosebit în ultima vreme.

Scanned with OKEN Scanner

Din punct de vedere genetic *sulful* poate proveni, prin acțiuni chimice, din descompunerea sulfurilor în zona de alterare, prin depunere din izvoarele mineralizate, sau prin acțiunea bacteriilor reducătoare în condiții anaerobe. El mai poate proveni și din fenomenele postvulcanice în urma reacțiunii dintre H_2S și SO_2 (sulf solfatarian). Sulful din depuneri sedimentare, în care microorganismele joacă un rol important, se numește sulf solfarian.

Azotații, pot constitui, uneori adevărate zăcăminte provenind mai ales din procesele bacteriene, în care au loc o serie de reacții pe seama materiei organice. În prima fază se ajunge la NH_3, iar de aici prin oxidare la HNO_2 (acid azotos) și mai departe la HNO_3 (acid azotic), cu ajutorul unor bacterii speciale, nitrobacter și nitrosomonas în faze succesive conform reacțiilor:

$$2NH_3 + 3O_2 \xrightarrow[\text{(nitrosomonas)}]{} \underline{2HNO_2} + H_2O + 152 \text{ cal}$$

$$\underline{2HNO_2} + O \xrightarrow[\text{(nitrobacter)}]{} 2HNO_3 + 52 \text{ cal};$$

HNO_3 acționînd apoi cu mediul înconjurător produce azotații. Cei mai importanți azotați sînt cei de potasiu (KNO_3) — salpetrul de India — și cei de sodiu ($NaNO_3$) — salpetrul de Chile. Geneza lor a fost explicată, în primul rînd, prin acțiunea bacteriană asupra substanței organice și în cele din urmă s-a presupus și acțiunea emanațiilor vulcanice sau a descărcărilor electrice.

Rocile alcătuite în total, sau în majoritate din minerale fosfatate se numesc *fosforite* sau *fosfatolite*.

Precipitarea fosforului sub formă de fosfat de calciu din apele curgătoare, care transportă fosforul sub formă de soluții electrolitice, sau sub formă coloidală se produce direct în organisme sau indirect prin reacția acidului fosforic, ce se efectuează în soluție, din produsele descompunerii organice. În aceste reacții, bacteriile joacă un rol foarte important, acționînd în ciclul fosfat de amoniu — fosfat de calciu.

Ca principale tipuri litologice, se deosebesc fosforitele primare, rezultate din acumulările în domeniul marin, sau continental și fosforite secundare, rezultate din acțiuni metasomatice sau acumulări reziduale. Mineralul amorf, primar, sub care se precipită

fosfatul de calciu, este un gel denumit colofanit. Prin degelificare, acesta trece în forme fibroase, adesea radiare (ce compun unele fosforite concreționare), iar apoi, prin diageneză avansată se poate ajunge la forma cristalizată, la apatit.

În cadrul rocilor *caustobiolite* se includ cărbunii, bituminele și rășinile minerale. Aceste roci, pot arde și de aceea se numesc caustobiolite.

Cărbunii sînt produse naturale născute din substanțe organice inițial de natură vegetală, sedimentare. Prin felul lor de zăcămînt pot fi considerați ca roce, mai ales și pentru faptul că au o compoziție mineralogică variată.

Cărbunii iau naștere printr-un proces de încarbonizare (carbonificare) a substanței vegetale în anumite condiții. Procesul constă într-o îmbogățire în carbon pe seama eliminării parțiale din substanța vegetală a O, H și N. Sub acțiunea acestui proces substanța vegetală trece mai întîi printr-o fază de humificare în prezența oxigenului. Această fază se petrece la suprafața scoarței în turbării și are ca rezultat formarea turbei. După acoperirea sedimentului și prin fosilizare în afara contactului cu oxigenul, într-un timp îndelungat, se formează, printr-o evoluție treptată, o serie de alți cărbuni, ca de exemplu: lignitul, cărbunele brun, huila, antracitul, al căror conținut în carbon variază între 50 și 90%.

Examenul microscopic a recunoscut în compoziția mineralogică a cărbunilor componenții: vitrit, clarit, durit și fuzit. Acești componenți sînt produse de carbonificare a resturilor de substanță vegetală din care derivă.

Vitritul este bogat în materii rășinoase, geliform, cu compactitate mare și casură concoidală. Formează partea strălucitoare a huilei și este, cantitativ, componentul principal al acesteia.

Claritul este un component cu consistența variabilă constituit din cutinit sau spori înglobați într-o substanță fundamentală transparentă.

Duritul este compact, dur, negru sau negru-gri, cu aspect coloform; este mai puțin bogat în carbon decît vitritul.

Fuzitul este un component poros și friabil, fiind fracțiunea cea mai puțin importantă din huilă. Are un conținut ridicat în cenușă,

Scanned with OKEN Scanner

conține puține materii volatile și este mai bogat în carbon decît vitritul și duritul.

Clasificarea cărbunilor poate fi făcută în funcție de geneză, compoziție chimică sau în funcție de vîrsta lor geologică. Considerînd geneza ca un factor de clasificare ei se împart în: cărbuni humici (humiolite) rezultați din descompunerea parțială a plantelor de uscat în compoziția cărora predomină celuloza și lignina în condiții speciale de umiditate și cărbuni nehumici rezultați din sapropel (depozit sedimentar mixt acumulat pe fundurile bazinelor lacustre sau marine, provenind dintr-un amestec intim de material terigen—aleurite și argile—cu substanța organică aflată în diferite faze de descompunere sub acțiunea florei bacteriene, heterotrofe, anaerobe).

Cărbuni humici sînt depozite continentale ce își găsesc originea în formațiuni turboase. După conținutul în carbon ei pot fi clasificați astfel: turbă, lignit, cărbune brun, huilă, antracit. Turba apare în zăcămînt ca un cărbune mai compact la bază și mai fibros la partea superioară, de culoare brună sau neagră; rezultă din transformarea plantelor erbacee și lemnoase într-un climat umed. În compoziția procentuală arată puțină diferență față de lemnul obișnuit și poate conține: 25—61% C, 5—8% H, 27—55% O și 2—3% N. Conține multe materii humice a căror reacție este acidă. Din cauza conținutului în materii humice colorează în brun apa turbierelor.

Lignitul se prezintă cu aspecte diferite. Din această cauză poate fi împărțit în lignit propriu-zis, cu o structură lemnoasă, lignit pămîntos care se sparge foarte ușor și lignit comun, cu o culoare brună închisă. Aceștia permit separarea în plăci.

Ligniții bituminoși au o culoare neagră și casură concoidală. O anumită varietate de lignit bituminos permite să fie șlefuită din care cauză se întrebuințează în bijuterie sub numele de jayet. Lignitul conține în general 37—58% C, 5—6% H, 30—65% H_2O și o oarecare cantitate de acizi humici. Are o putere calorică cuprinsă între 2 600 și 4100 calorii.

Colorează la cald în brun o soluție concentrată de KOH. Se dizolvă în NO_3H. Se mai poate încă observa destul de bine structura lemnului.

Cărbunii bruni au culoarea neagră-brună și luciu sticlos-gras, lasă pe hîrtie o urmă brună. Conțin carbon între 60—82%, H între 4 și 5% și H_2O circa 10%, în rest pot conține O, N, S. Au o putere calorică de 4 000—7 200 cal. Prin distilare conduc la gaze și gudroane. Sînt un combustibil foarte bun. Uneori sînt cocsificabili.

Huila este un cărbune humic amorf, compact și de culoare neagră cu luciu sticlos și gras; cîteodată prezintă și irizații. Apare cu structura compactă, stratificată sau sistuoasă și cu spărtură concoidală. Conținutul în carbon variază între 76 și 90%, în H între 4 și 6% în H_2O între 2—15%. În rest se pot găsi O, N, S. Puterea calorică este de 7 000—9 000 cal. Soluția de KOH la fierbere se colorează foarte slab în prezența huilei. Este un combustibil foarte bun.

Din punct de vedere industrial huilele sînt cei mai importanți cărbuni, constituind baza de materii prime pentru fabricarea cocsului metalurgic și pentru numeroase produse chimice importante în industria de sinteză organică.

Se cunosc huile antracitoase reprezentînd ultima treaptă de carbonificare a huilelor înainte de antracit, huile cu flacără lungă (cea mai tînără în scara de carbonificare a huilelor), huile cu flacără scurtă (procent mic de substanțe volatile), huile de cocs, huile de gaz etc.

Antracitul este un cărbune amorf de culoare neagră strălucitoare, are luciu rășinos și spărtură concoidală. Conține carbon între 90 și 95%, H între 1 și 1,5%, H_2O pînă la 2%. Are o putere calorică cuprinsă între 9 000 și 9 200 cal. Se admite că antracitul ar fi ultimul termen desăvîrșit în seria sedimentară al formațiilor naturale de carbon (vezi pag. 278 și fig. 114).

Cărbunii nehumici (sapropelici) sînt depozite subacvatice caracterizați printr-un conținut mai mare în H decît în C. Au unele proprietăți mai speciale și din cauza conținutului mare în H se apropie mai mult de bitumine. Se cunosc varietățile denumite boghead și cannelcoal.

Bituminele sînt compuși naturali ai carbonului cu hidrogenul. Ei rezultă din substanța organică, care prin fenomenul bituminizării se îmbogățește în C și H și conduce în faza finală la formarea de hidrocarburi naturale, sub formă gazoasă, lichidă și solidă.

Scanned with OKEN Scanner

Gazele naturale apar sub formă de amestec de hidrocarburi gazoase. Metanul este componentul cel mai principal. În afară de acesta mai poate conține N, CO_2, SH_2, gaze nobile și în special He. Gazele naturale pot apărea în legătură cu emanațiile fumaroliene sau pot apărea, destul de rar însă, și hidroternal, dar mai ales în legătură cu zăcămintele de petrol, cît și libere. Au o putere calorică pînă la 8 500 cal/m^3.

Bituminele lichide sînt petrolurile și smoalele sau păcurile naturale.

Petrolul este o soluție complexă formată din hidrocarburi gazoase și solide în hidrocarburi lichide. Conține C 83—87%, H 11—14%, S pînă la 1%, N cca. 0,5%.

Densitatea în mod obișnuit variază după tipul de petrol și zăcămînt între 0,765 și 0,960. Are o culoare brună sau neagră, rareori apare galben sau incolor. Prezintă fluorescență albăstruie sau verzuie, activitate optică și un indice de refracție destul de mare. Compoziția în hidrocarburi este: hidrocarburi parafinice (metanice), hidrocarburi naftenice ciclice și, mai puțin importante, hidrocarburi aromatice și terpenice. În funcție de aceste hidrocarburi, se pot distinge 5 grupe de petroluri: petroluri metanice (parafinoase) care au pînă la 10% parafină, petroluri metano-naftenice cu parafină pînă la 2%, petroluri naftenice cu foarte puțină parafină, petroluri metano-nafteno-aromatice cu urme de parafină și petroluri nafteno-aromatice fără parafină.

Față de această clasificare, petrolurile noastre din meotic, oligocen și sarmatic sînt de tip metanic iar cele din dacian aparțin grupei metano-aromatice sau nafteno-aromatice.

Bituminele solide rezultă în general din petrolul brut prin degazeificarea zăcămîntului, prin evaporare, prin oxidare și polimerizare etc. Se cunosc bitumine solide ca de exemplu parafinele naturale: ozocherit, asfalt.

Dintre rășinele minerale amintim succinul sau chihlimbarul, amorf, cu o culoare galbenă pînă la culori închise sau chiar negru. Este rezultatul fosilizării rășinelor cu un conținut bogat în acid succinic. Conține, de obicei, incluziuni de natură diferită: gazoase, lichide, pămîntoase, precum și frumoase resturi de insecte, paianjeni, fulgi, păr de mamifere etc.

Scanned with OKEN Scanner

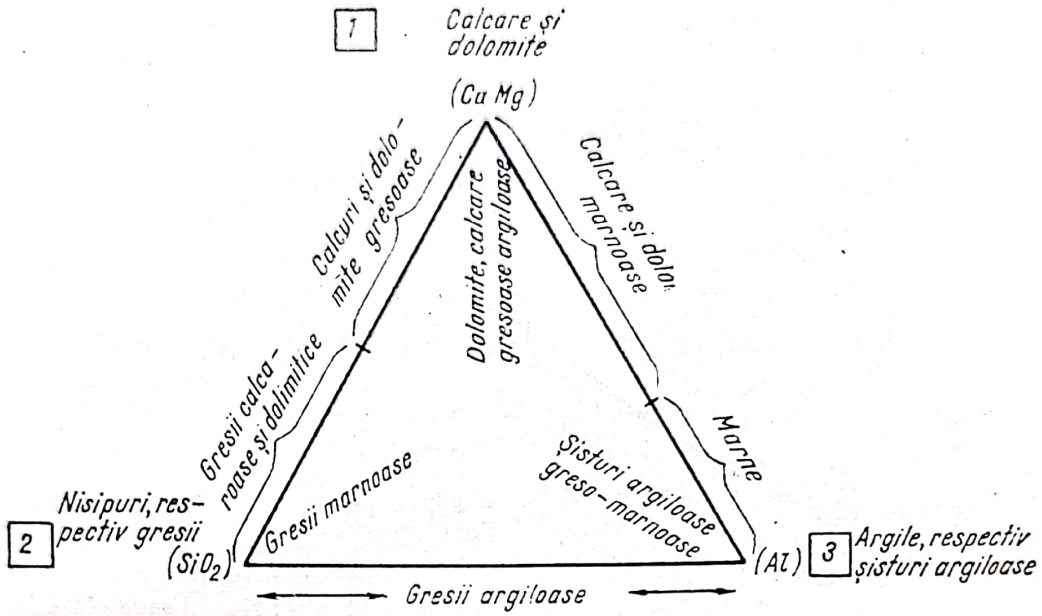


Fig. 117

Din punct de vedere genetic, succinul trece drept un produs de secreție al diferitelor specii de conifere care au aparținut paleogenului.

La noi în țară s-a exploatat dintr-un zăcământ din împrejurimile Buzăului (sub denumirea de romanit).

★

În concluzie trebuie scos în evidență un fapt cu caracter general și anume că rocile sedimentare ale unei regiuni pot prezenta între ele legături genetice.

Astfel dacă considerăm în fig. 117 numai depozitele: 1) calcare și dolomite (CaMg), 2) nisipuri, respectiv gresie (SiO_2) și 3) argile, respectiv șisturi argiloase (Al), raportate la colțurile unui triunghi echilateral, se observă că, într-o reprezentare schematică, apar serii întregi, intermediare, între cele trei tipuri de depozite. În ceea ce privește raportul dintre aceste trei tipuri de roci în scoarța terestră, calculele geochimice arată *: argile 40—56%; gresii 14—40% și carbonatite 15—29%; în măsurătorile stratigrafice: argile 70—82%, gresii 12—16% și carbonatite 6—14%.

* V. Corvin Papiu, *Petrografia rocilor sedimentare*, Ed. Științifică, București, 1960.

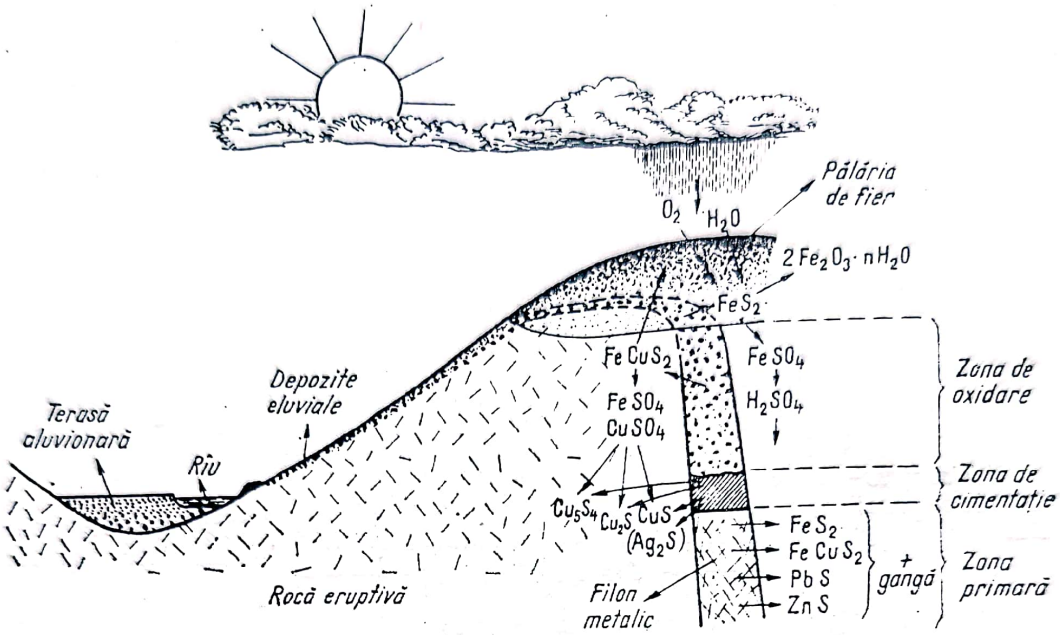


Fig. 118

Procese de alterare a zăcămintelor metalifere, legate de magmatism

Cele mai multe zăcăminte metalifere, filoniene, care conțin sulfuri de fier, de cupru, de zinc, de plumb etc. (fig. 118) sînt foarte ușor atacate la suprafață de agenții atmosferici.

Alterarea se efectuează, în acest caz, sub influența acelorași procese de oxidare, hidratare și carbonatare.

De observat însă că nu toate mineralele care constituie componența zăcămintelor de minereuri (primare) sînt atacate în aceeași măsură; unele sînt atacate foarte ușor, ca de exemplu pirita (FeS_2), altele mai puțin ușor, ca de exemplu pirotina (FeS) și calcopirita ($FeCuS_2$)*, iar altele mai greu, cum sînt de exemplu galena (PbS) și blenda (ZnS) etc.

* Calcopirita în zona de alterare de la suprafață, suferă următoarele reacții:

$$CuFeS_2 + 4O_2 = CuSO_4 + FeSO_4.$$

$FeSO_4$ urmează ciclul de reacție ca în cazul piritei. $CuSO_4$ este dizolvat de apele de infiltrație și transportat pînă la nivelul hidrostatic unde va urma ciclul de reacție caracteristic acestei zone.

Prin procesul de alterare al piritei la suprafață, care se petrece conform reacției:

$$2\,FeS_2 + 7O_2 + 2H_2O = 2FeSO_4 + 2H_2SO_4;$$

se formează sulfați de fier și acid sulfuric. Acesta din urmă atacă restul sulfurilor din zăcămînt, iar fierul din sulfatul de fier, sub influența oxigenului și apei, se precipită sub formă de limonit conform reacției:

$$12FeSO_4 + 6O + nH_2O = 4\,Fe_2(SO_4)_3 + 2Fe_2O_3.nH_2O$$

Prin astfel de procese, în care acționează, în special, oxigenul și apa, se produce în zona superioară a filonului, care din cauza reacțiilor ce se petrec mai poartă și denumirea de *zonă de oxidare* (fig. 118), o concentrare minerală în oxizi și hidroxizi de Fe. Prin faptul că la partea superioară a zăcămîntului se produce o îmbogățire în minereuri de fier, zona mai poartă denumirea și de „pălăria de fier"*.

Restul metalelor, care intră în compoziția celorlalte sulfuri, sau compuși asemănători și mai ales Cu, Ag și Au sînt luate în soluțiile sulfurice, scoase prin urmare din zona superficială a filonului, adică din zona de oxidare și trecute prin filon spre adîncime, pînă în zona nivelului hidrostatic. În această zonă are loc mai întîi concentrarea și apoi reprecipitarea aproape a tuturor elementelor, aduse de soluții din zona superioară **. Din această cauză zona mai poartă denumirea de „zonă de concentrație" sau de „cimentare". Se observă deci că zăcămintele metalifere sînt foarte bogate

* Pălăria de fier poate apărea și în cazul oxidării zăcămintelor sedimentare, și metamorfice, care conțin siderită sau alte minerale bogate în fier.

** Apele de infiltrație antrenează în primul rînd sulfații de Cu, de Zn, de Ag (dacă există) și într-o mai mică măsură compuși ai celorlalte elemente. Cele mai importante sulfuri secundare formate în zona de cimentație, sînt sulfurile de Cu (bornitul, calcozina, covelina) care pot conține pînă la 79,8% Cu și alte sulfuri (de Ag etc.).

Scanned with OKEN Scanner

în minereu în zona de cimentare. Aceasta este, de altfel, și zona care se exploatează mai întîi.

Sub zona de cimentare, agenții atmosferici nu mai pot acționa, așa încît zăcămîntul conține mineralizația primară. Din această cauză, zona de sub nivelul hidrostatic, poartă denumirea de ,,zona primară" a zăcămîntului. Zonele pot conține minerale specifice și pot avea grosimi care sînt condiționate de factorii climatici (mai ales pentru zona de oxidare) și de asemenea de natura rocilor și de modul de ramificare al filonului.

Scanned with OKEN Scanner

ROCILE METAMORFICE ȘI METAMORFISMUL

Generalități. Cauze. Definiții. Felurile metamorfismului

S-a observat că, din punct de vedere fizico-chimic, rocile în general pot fi privite ca niște sisteme constituite dintr-o singură fază, sau din mai multe faze, într-un echilibru relativ stabil și cu o rezistență oarecare, la schimbarea anumitor condiții fizice.

Astfel, dacă o rocă consolidată din soluții magmatice, sau o altă rocă formată prin procese de sedimentare, este scoasă, bineînțeles, prin acțiuni geologice, de sub condițiile în care s-a format și este supusă altor condiții fizico-chimice, ea își modifică compoziția mineralogică, structura și textura, transformîndu-se astfel într-o rocă cu totul nouă. În adîncimea scoarței și sub influența factorilor endogeni rocile menționate se pot transforma totdeauna fundamental modificîndu-și integral caracterele petrografice dînd astfel naștere altor roci cu caractere noi denumite roci metamorfice.

Cauzele naturale, care de obicei produc în mod frecvent rocile metamorfice s-au dovedit a fi : variațiile de presiune și de temperatură. Acestor factori trebuie să li se mai adauge și activitatea soluțiilor și a emanațiilor gazoase de natură magmatică. Acțiunile tuturor acestor factori se cunosc în general în petrografie sub numele de procese metamorfice. Trebuie subliniat în mod deosebit faptul că procesele de transformare cu caracter exogen nu intră în domeniul metamorfismului.

În ceea ce privește presiunea, trebuie remarcat că în natură, variația ei poate fi produsă prin adăugiri, sau suprapuneri continue de noi sedimente unul deasupr a altuia, sau invers prin reducerea grosimii stratelor de sedimente adăugate, ca un efect al

procesului de eroziune. Se observă ușor că în acest caz se are de-a face cu o creștere sau în cazul eroziunii cu o descreștere a presiunii exercitate asupra maselor de roci. Presiunea născută prin astfel de fenomene este cunoscută sub numele de presiune hidrostatică sau litostatică.

Adesea însă variațiile de presiune, se pot atribui proceselor tectonice de mari amplitudini, manifestate prin fenomene de cutare și supracutare a stratelor. În acest caz se are de-a face cu presiuni și tensiuni tangențiale, foarte puternice, a căror formare este explicată prin diferite teorii orogenetice și care poartă denumirea de presiuni orientate sau stress.

În ceea ce privește variațiile de temperatură, acestea pot fi provocate de: cauze de natură geotermică sau de cauze care își au originea în procesele magmatice. În cazul întîi creșterea temperaturii, poate fi produsă prin îngroșarea stratului de sedimente, astfel încît, o rocă formată mai la suprafață, prin depuneri continue de sedimente deasupra ei, poate ajunge la adîncimi mai mari, unde se știe că ea suferă influența gradientului geotermic. În cazul al doilea ridicarea temperaturii poate fi datorită unei soluții magmatice, cu o temperatură destul de mare, intrusă într-un complex de roci. În acest caz, conductibilitatea termică a rocilor, ce constituie complexul, are o foarte mare importanță asupra zonei de influență și în special asupra gradului de transformare.

Este important să menționăm faptul că acțiunii factorilor fizici: presiune și temperatură, care în mod frecvent s-au dovedit a fi factori care produc procesele metamorfice, trebuie să li se mai adauge și acțiunea unor factori chimici adică a unui aport de substanță fluidă de natură lichidă, sau gazoasă provenind dintr-o magmă oarecare, (sau apa din rocile în curs de metamorfozare cît și soluțiile în circulație) care sînt capabile sub influența unor asemenea variații de presiune și temperatură să producă importante fenomene metamorfice. (Se spune în acest caz că avem de-a face cu un metamorfism allochimic.)

Față de cauzele geologice, care produc modificările (transformările) fazelor mineralogice, găsite la un moment dat într-un echilibru stabil, adică în anumite condiții fizice, este comod, în vederea importantelor concluzii și a unor observații de ordin fenomenologic, să grupăm metamorfismul astfel:

Scanned with OKEN Scanner

Metamorfism magmatic provocat de factorii — temperatură şi fluide magmatice — asociate intruziunii şi întregului proces de cristalizare al magmei, cu ocazia punerii ei în loc în zonele de minimă rezistenţă a scoarţei terestre.

Metamorfism complex (dinamic, de dislocaţie sau regional) provocat de presiuni orientate (stress) şi litostatice cît şi de temperatură şi fluide magmatice, asociate cu zone de faliere, cutări şi dislocaţii ale scoarţei terestre.

Ultrametamorfism provocat aproape exclusiv de temperatura foarte înaltă, în special asupra depozitelor aflate la fundul marilor geosinclinale, prin urmare la mari adîncimi.

În cadrul metamorfismului magmatic, distingem:

1. Transformări datorită numai energiei termice transferate din bazinul magmatic în rocile înconjurătoare. Aceste transformări conduc propriu-zis la un metamorfism de contact termic (caustic sau izochimic).

Cînd această acţiune se exercită în rocile care înconjoară bazinul magmatic, într-o zonă cu grosimi variabile (denumită aureolă de contact) se defineşte simplu cu acelaşi nume de metamorfism de contact termic.

Cînd se exercită însă cu efecte destul de limitate la contactul lavelor (cu rocile de la suprafaţa scoarţei) sau în anclavele pe care le includ soluţiile magmatice se defineşte cu numele de *pirometamorfism*.

2. Cînd în cadrul aceluiaşi metamorfism magmatic transformările se datoresc transferului de fluide din bazinul magmatic care îşi exercită din plin acţiunile metasomatice în aureola de contact sau în afara ei (sau chiar asupra rocilor consolidate din aceeaşi magmă — autometamorfism) metamorfismul se denumeşte allochimic.

Dacă fluidele sînt de natură gazoasă rezultate din procesul de cristalizare a magmelor, transformările mineralogo-petrografice aparţin unui *metamorfism pneumatolitic*.

Dacă fluidele sînt apoase şi fierbinţi rezultate în urma aceluiaşi proces exercitîndu-se cu aceleaşi extinse acţiuni metasomatice, transformările aparţin unui *metamorfism hidrotermal*.

Dacă fluidele sînt chiar soluţiunile (topiturile) magmatice (de obicei granitice) care infiltrîndu-se printre stratele formaţiunilor

Scanned with OKEN Scanner

șistuoase produc transformări cu caracter mixt termic și metasomatic, atunci acestea aparțin unui metamorfism de injecție (migmatitic).

În cadrul metamorfismului complex (dinamic de dislocație sau regional) se disting:

1) Transformări datorită unei acțiuni accentuate a stressului, a unei mici presiuni litostatice și a unei temperaturi scăzute în care caz avem de-a face cu un *metamorfism cataclastic*, exercitat în zonele superficiale ale scoarței și de regulă în zonele de falii.

2) Transformări datorită stressului și fluidelor în care caz avem de-a face cu un *metamorfism dinamic* (de dislocație) exercitat în zonele de încălecări și cutări.

3) Transformări datorită stressului, presiunii litostatice, temperaturii înalte și fluidelor, în care caz avem de-a face cu un *metamorfism dinamotermic* (metamorfism regional) exercitat în zonele geosinclinale.

În cadrul ultrametamorfismului transformările atît ale rocilor sedimentare cît și ale rocilor eruptive sînt radicale. Acestea fiind aduse în condiții de temperatură foarte înaltă sînt trecute de la starea solidă la starea lichidă. Procesul are loc întotdeauna cînd temperatura crescînd se apropie de temperatura mineralului cel mai fuzibil.

În acest caz rocile sînt fuzionate, aduse prin urmare la topituri sau soluții magmatice. Procesul a fost numit anatexie (de P. Eskola) sau palingeneză (de I. Sederholm).

Prin consolidarea acestei topituri iau naștere roci cu caractere structurale proprii rocilor plutonice (vezi fig. 96).

Urmărind firul fenomenologic al clasificării proceselor metamorfice, rezultă că echilibrul fizico-chimic al fazelor mineralogice, stabile la un moment dat, poate fi modificat prin două mari fenomene naturale, ce stau față în față în scoarța terestră. De o parte topitura magmatică, cu temperatura ei înaltă și de asemenea cu întregul ei cortegiu de produse rezultate din fazele sale de consolidare, iar de cealaltă parte instabilitatea scoarței manifestată de cînd a luat ființă ea prin mari mișcări de cutare, încălecări regionale, mișcări de scufundare și de emergență, toate în strînsă legătură cu translația blocurilor continentale.

Scanned with OKEN Scanner

Acestea sînt fenomenele naturale care la un loc marchează episoade caracteristice în istoria rocilor metamorfice ce constituie 4% din scoarța terestră.

Tipuri de metamorfism

Metamorfismul magmatic

Prin metamorfism magmatic se înțeleg toate modificările, pe care le pricinuiește o intruziune magmatică rocilor înconjurătoare fie datorită ridicării temperaturii (metamorfism caustic sau izochim), fie fluidelor puse în libertate din magmă în cursul diferențierii sale cu urmări metasomatice. Acțiunile metasomatice pot să afecteze însăși roca din care s-au separat fluidele.

De obicei se formează în rocile înconjurătoare o zonă cu o grosime ce variază de la cîțiva metri, la zeci sau chiar sute de metri (cum este, de exemplu, zona de contact a masivului granodioritic de la noi din țară, din Banat). Alcătuirea mineralogică a zonei este în funcție de temperatura magmei, de natura acidă sau bazică a magmelor și de natura petrografică a rocilor influențate de factorii metamorfici. Această zonă volumetric și planimetric bine determinată la suprafața pămîntului prin toate fenomenele ce le realizează intruziunea magmatică, se numește „aureolă de contact“ (fig. 119).

Metamorfismul de contact termic (caustic sau izochimic)

Prin acest fel de metamorfism se înțeleg transformările izochimice, pe care le-au suferit rocile învecinate intruziunii magmatice, numai sub influența temperaturii mari, fără însă ca aceste transformări să fi fost influențate de vreun aport de substanță nouă. În rocile învecinate transformările au o intensitate maximă, chiar la contact și corespund unor integrale reconstrucții absolut noi cu un aspect cornos (corneene) fin granoblastic sau porfiroblastic constituite din: cuarț, mice, andaluzit cordierit etc. Pe măsură ce ne depărtăm, de contact, din cauza scăderii temperaturii, transformările scad, pentru a se ajunge în cele din urmă la roca netransformată. Subliniem faptul că cele mai sensibile

Scanned with OKEN Scanner

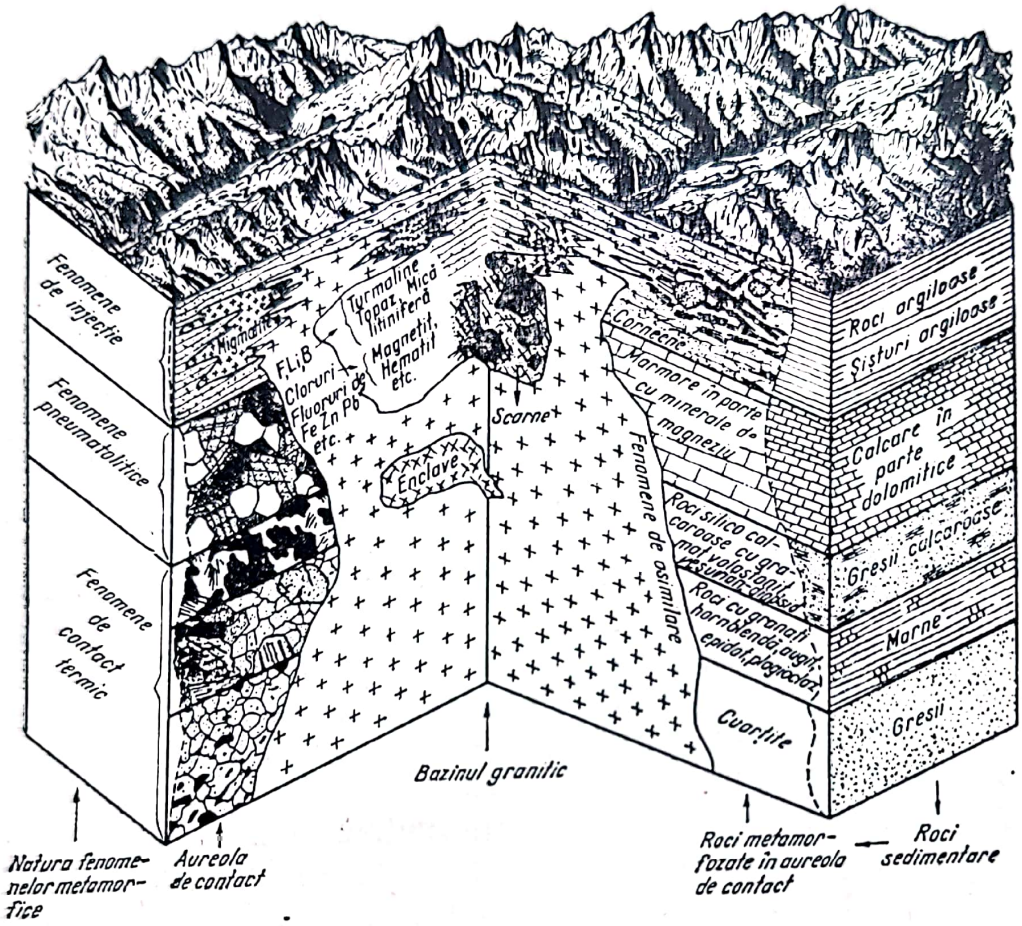


Fig. 119

la creșterea temperaturii sînt rocile sedimentare între care se localizează masa magmatică (batolitică sau lacolitică etc.).

În ceea ce privește presiunea care acționează în timpul acestui metamorfism, se constată că ea este de natură hidrostatică (litostatică) și are oarecare importanță, în timp ce presiunea orientată, stressul, nu are nici o acțiune.

Importanță deosebită, în cazul acestui tip de metamorfism, are însă temperatura, care în aureola de contact (distribuită bineînțeles conform unui gradient termic) se constată a fi cuprinsă între 400°—1200° (în medie se consideră 700—800°). Trebuie remarcat însă că magmele bazice au o temperatură mai ridicată decît cele acide, dar nu dau fenomene de contact.

Scanned with OKEN Scanner

Urmările metamorfismului de contact termic

Sub influența pur și simplu numai a temperaturii ridicate rocile învecinate pot suferi importante modificări (însă izochimic), fără a avea loc o topire completă a lor. Astfel se pot întîmpla o serie de transformări care pot fi remarcate prin simple cristalizări ale componentelor mineralogice ale rocilor învecinate, fără formări de noi faze. Imediat la contactul cu masa intrusivă magmatică, datorită unei temperaturi ridicate, o rocă monominerală cu o granulație fină poate, prin recristalizare, să capete o granulație destul de mare. Astfel calcarul compact, fin granular, poate trece în calcar cristalin (marmură) de contact cu o structură granoblastică (de exemplu marmurele de Carrara Italia [triasice] și cele de lîngă Atena [cretacice]). Granulația mare se datorește temperaturii ridicate, care face ca energia internă a rețelelor cristaline să se mărească și prin aceasta tendința de acomodare a diferitelor cristale să crească și ea (granoblastează). Particule mici, de o orientare intermediară, care se formează la limita cristalelor prin creștere continuă, dau naștere astfel unei roci cu un bob destul de mare.

Se pot întîmpla de asemenea, la contact, în același mod izochimic, reacții în care să apară faze noi. Din cauza temperaturii ridicate unele faze, componente mineralogice ale rocii, nemaiputînd coexista, reacționează între ele și produc minerale noi, astfel:

cuarț SiO_2 + calcit $CaCO_3$ → wollastonit $CaSiO_3$ + bioxid de carbon CO_2.

Reacția se petrece la circa 500°, sub presiune normală. În medii închise și în prezența CO_2 degajat reacția se petrece la temperaturi sensibil mai ridicate depinzînd de presiunea realizată.

De asemenea, datorită mobilității, apa prezentă în aureola de contact, a cărei temperatură s-a ridicat ca urmare a creșterii temperaturii în această zonă, poate, circulînd prin crăpăturile sau printre granulele rocii, să producă o dizolvare a unor substanțe devenite instabile așa încît în cele din urmă să aibă loc o reprecipitare a acestora sub altă formă și o depunere a lor în alte locuri. Operația de dizolvare și reprecipitare (un caz special de meta-

somatoză) repetîndu-se mereu, sub acțiunea soluției apoase fierbinți, care servește drept catalizator, se poate întîmpla ca la un moment dat să se găsească transformate cantități importante din substanța inițială a rocii. Îndeosebi în aureola de contact a granitului apa fierbinte compensează temperatura magmei granitice, de regulă mai scăzută, favorizînd astfel o deosebită dezvoltare a aureolei sale.

Aceste transformări (recristalizările sau noile reacții chimice) suferite de rocile învecinate, se manifestă prin modificarea structurilor. Formele cristalografice idiomorfe apar de obicei rar și nu se poate urmări o succesiune riguroasă în ordinea de cristalizare a mineralelor, deoarece toate apar în același timp *.

De asemenea, texturile rocilor astfel transformate, apar de obicei masive, cu o granulație mică sau pot apărea ca reflexul vechilor texturi, pe care le-au posedat rocile înainte de a fi metamorfozate.

În ceea ce privește compoziția mineralogică a rocilor metamorfozate în asemenea condiții, se constată că ea depinde de compoziția chimico-mineralogică inițială (metamorfism izochimic) și mai cu seamă de factorii fizici (temperatură și presiune) cu condiția să nu fi avut loc nici un aport de substanță nouă, în care caz se formează minerale cu alt chimism (metamorfism allochimic).

Avînd în vedere acest fapt este foarte important de urmărit influența factorilor fizici — temperatura și presiunea — la sistemul chimic binar calcit ($CaCO_3$) - cuarț (SiO_2) foarte des întîlnit în natură. Pentru aceasta să considerăm sistemul în următoarele două cazuri:

— la presiune constantă și temperatură variabilă;
— la presiune variabilă și temperatură constantă.

În primul caz, pentru o temperatură sub 500° sistemul binar calcit-cuarț rămîne ca atare, componentele sale nu reacționează și prin urmare asociația calcit-cuarț este posibilă, ba mai mult

* Structurile rocilor rezultate prin astfel de metamorfism, printr-o creștere încetă și simultană a mineralelor (blasteză), se numesc cristaloblastice. Aceste structuri pot fi granoblastice cînd toate mineralele sînt granulare, și porfiroblastice cînd unele cristaloblaste sînt mai mari (porfiroblaste) într-o masă cu cristaloblaste mai mici. Structurile sînt analoge cu ale rocilor eruptive grăunțoase și porfirice.

Scanned with OKEN Scanner

este chiar destul de bine cunoscută în natură. Se cunosc astfel gresii calcaroase. Pentru o temperatură de aproximativ 500°, sistemul chimic $CaCO_3 - SiO_2$ (calcit-cuarț) variază foarte puțin cu presiunea și are loc reacția:

$$2\ CaCO_3 + 2\ SiO_2 \rightleftharpoons [SiO_4SiO_2]\ Ca_2\ ^* + 2\ CO_2$$

calcit + cuarț ⇄ wollastonit + bioxid de carbon.

Reacția se efectuează de la stînga la dreapta o dată cu creșterea temperaturii. La scăderea temperaturii reacția se petrece în sens invers.

Dacă cantitativ calcitul și cuarțul apar în sediment în proporții egale, atunci va rezulta wollastonitul $[Si_2O_6]\ Ca_2 + CO_2$.

Dacă unul din cei doi componenți ai sistemului întrece cantitativ cu mult pe celălalt, atunci acesta va rămîne în exces ca neconsumat.

Practic asociațiile stabile ale sistemului calcit ($CaCO_3$) — cuarț SiO_2) la temperaturi scăzute sau ridicate sînt următoarele:

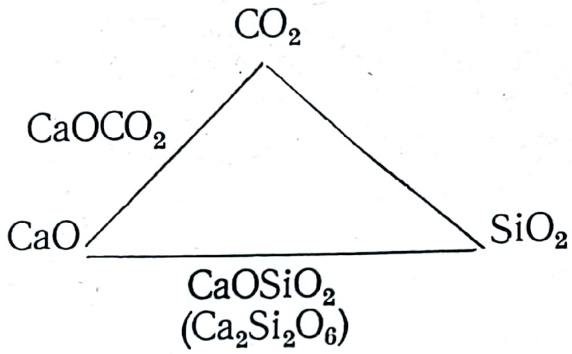
Temperatura	Asociațiile stabile
Scăzută	$CaCO_3 - SiO_2$ $CaCO_3 - SiO_2 - CO_2$ $CaCO_3 - SiO_2 - Si_2O_6Ca_2$
Ridicată	$Si_2O_6Ca_2 - CO_2$ $Si_2O_6Ca_2 - CO_2 - SiO_2$ $Si_2O_6Ca_2 - CO_2 - CaCO_3$

* $[SiO_4\ SiO_2]\ Ca_2 = 2\,CaSiO_3$.

Asociația $[Si_2O_6]Ca_2 - CO_2$ (wollastonit-CO_2), după cum s-a arătat deja mai sus, la temperatură scăzută nu poate coexista și se transformă în asociația $CaCO_3 + SiO_2$ (calcit-cuarț).

Cele patru faze $\overline{|SiO_2|}$——$\overline{|CaCO_3|}$——$\overline{|[Si_2O_6]Ca_2|}$——$\overline{|CO_2|}$ nu pot exista împreună decît la temperatura de transformare.

Nu este lipsit de interes să arătăm că sistemul binar $CaCO_3$-SiO_2 se poate considera și ca un sistem ternar constituit din fazele: $CaO - CO_2 - SiO_2$



în care se poate, la un moment dat, regăsi, în același timp, și a patra fază $[Si_2O_6]\ Ca_2\ (= CaO \cdot SiO_2)_2$.

Conform legii fazelor însă la o temperatură și o presiune oarecare pot coexista cel mult trei faze.

O precizare în această privință apare necesară în sensul că dacă totuși cele 4 faze coexistă, atunci trebuie să existe o anumită relație (f sau φ) între presiune (p) și temperatură (t), adică $p = f\ (t)$, $t = \varphi\ (p)$, sau în sfîrșit alte relații funcționale între acești factori.

În aceste condiții valorile atribuite presiunii și temperaturii, la care are loc în același timp existența celor 4 faze, ne dau o curbă de transformare denumită și diagrama metamorfismului (Goldschmidt). În toate punctele curbei are loc reacția de mai jos, care se comportă ca un termometru geologic:

$$2\ CaCO_3 + 2\ SiO_2 \rightleftarrows [Si_2O_6]Ca_2 + CO_2$$

calcit + cuarț wollastonit + bioxid de carbon

Curba care pune în evidență parageneza ce aparține metamorfismului de contact a fost stabilită în mod experimental și are forma

din fig. 120. Cîmpul diagramei cuprinde de asemenea și transformările corespunzătoare zonelor de metamorfism termodinamic efectuate în condițiile unei presiuni hidrostatice și unei temperaturi corespunzătoare.

În cel de-al doilea caz (presiune variabilă și temperatură constantă), din examinarea curbei de transformare (fig. 120) se constată că pentru o presiune mică este stabilită asociația

$$[Si_2O_6]Ca_2 \text{ — } CO_2,$$
wollastonit bioxid de carbon,

iar pentru o presiune mare este stabilă asociația

$$CaCO_3 \text{ — } SiO_2.$$
calcit cuarț

Temperatura și presiunea acționează deci ca două funcții antagoniste.

Curba reacției wollastonitului merge aproximativ paralel cu axa X pe care s-a notat presiunea. Acest fapt înseamnă că efectul presiunii, este întrecut cu mult de efectul temperaturii.

Mai exact, se poate spune că: pentru ca reacția să aibă loc într-un anumit sens, este necesară doar o mică creștere de tempera-

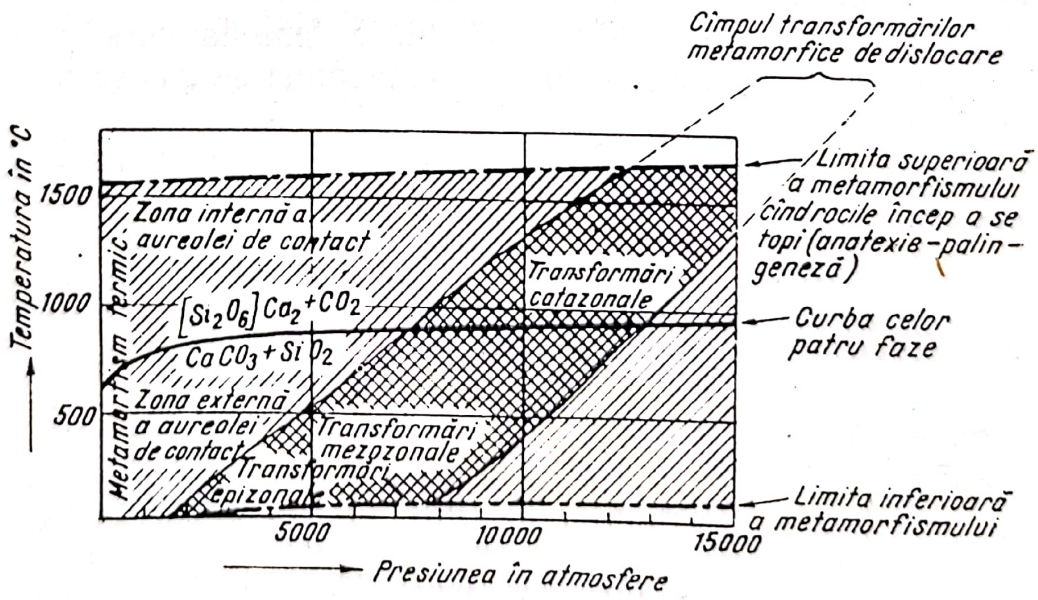


Fig. 120

tură, presiunea rămînînd însă constantă și independentă de valoarea ei, în timp ce, pentru a se obține schimbarea sensului reacției, este necesară o presiune enormă exercitată la o temperatură constantă.

Luînd acum în considerare comportarea $MgCO_3$ față de SiO_2, experimental s-a constatat că dacă reacția între $CaCO_3$ și SiO_2 are loc în jurul lui 500°, apoi reacția între $MgCO_3$ și SiO_2 are loc la temperaturi mai scăzute.

În mod natural, dacă temperatura ridicată a unui masiv intruziv afectează o rocă dolomitică silicoasă, care este constituită din sistemul: $CaCO_3$ — $MgCO_3$ — SiO_2 ($\pm Al_2O_3$), atunci în prima fază, cînd temperatura de abia începe să crească, se produce în prezența apei reacțiunea dintre $MgCO_3$ și SiO_2 cu formare de silicați de magneziu (forsterit sau serpentin) și parțial cu formare de silicați de Ca și Mg. Dacă temperatura continuă să crească, ajungînd la valori mai ridicate și dacă în același timp mai rămîne și SiO_2 liber (cuarț) în rocă, acesta reacționează și cu $CaCO_3$, pentru a forma în faza a doua, cunoscuții silicați de calciu. Excesul de $CaCO_3$, rămas de pe urma efectuării reacției cu SiO_2, recristalizează în cristale mari de calcit.

Roca metamorfică rezultată de pe urma acestor reacții este astfel o marmură cu silicați de magneziu și de calciu (eventual și de aluminiu).

Sisteme constituite din mai multe faze la care presiunea și temperatura să acționeze în mod antagonist se găsesc foarte multe în natură.

Astfel mai putem menționa de exemplu sistemul wollastonit-anortit.

$$[Si_2O_6]\,Ca_2 + [Si_2O_8] \rightleftharpoons [SiO_4]_3 \begin{matrix} Ca_3 \\ Al_2 \end{matrix} + SiO_2$$

wollastonit + anortit $\rightleftharpoons$ grosular (granat) + cuarț

Termenii din stînga ai ecuației chimice sînt stabili la temperatură ridicată și presiune mică — pirometamorfism — adică în condițiile de suprafață. Procesul se efectuează de către lavele cu temperaturi destul de ridicate (cca. 1000°). Asociația este posibilă la contactul imediat al lavelor vulcanice și în enclavele prinse

în lavele vulcanice. Termenii din dreapta sînt stabili la temperatură scăzută și presiune mare. Asociația se întîlnește frecvent în urma unui metamorfism de contact a cărui temperatură a fost furnizată de un masiv intruziv.

În aureola de contact a maselor intrusive cel mai răspîndit și cel mai sensibil sistem chimico-mineralogic față de factorii metamorfici (P și T) este sistemul:

$$SiO_2 - Al_2O_3\ (Fe_2O_3) - Ca\ O - Mg\ O\ (FeO)$$

gresii — argile—marne—calcare—dolomite

Pentru o mai ușoară înțelegere și o mai bună interpretare, sistemul se poate reprezenta printr-un octaedru (fig. 121), la care apare necesar să includem și CO_2. Reprezentarea este justificată în primul rînd prin faptul că rocile corespunzătoare acestui sistem sînt de obicei excedentare în SiO_2 (cuarț) și în al doilea rînd prin faptul că: oxizii de calciu, magneziu și fier, și mai ales primul, dacă nu sînt saturați cu SiO_2 pentru a forma respectivii silicați sînt totdeauna saturați cu CO_2 pentru a forma carbonații de Ca, Mg și Fe.

O reprezentare în diagonală a acestor doi anioni apare convenabilă deoarece curba de echilibru dintre $CaOCO_2$ (calcit) și $Si\ O_2$ (cuarț), două minerale foarte frecvente, în aureola de contact, se soldează conform reacției de mai jos, totdeauna antagonist unul față de celălalt în raport cu presiunea și temperatura:

$$CaO \cdot CO_2 + SiO_2 \underset{\text{P. ridicată, T. scăzută}}{\overset{\text{P. scăzută, T. ridicată}}{\rightleftharpoons}} CaO\ SiO_2 + CO_2$$

Reprezentarea înlesnește o vedere de ansamblu și, în același timp, oferă sugestii în vederea unor interpretări teoretice și practice.

În reprezentare apare un domeniu în care există și reacționează SiO_2 și silicații și un alt domeniu în care există și reacționează CO_2 și carbonații.

Ambele domenii piramidale sînt separate prin planul principal al octaedrului perpendicular pe axa SiO_2—CO_2, domeniu

în care reacționează oxizii metalici: CaO, Al_2O_3, MgO și FeO cu formare de: spineli, magnetit — magnezioferit etc.

Atît în piramida superioară cît și în cea inferioară a octaedrului reacțiile dintre SiO_2 respectiv CO_2 și oxizii metalici pot fi urmărite pe 12 triunghiuri din care 8 marginale și 4 interioare.

În planele mediane ale ambelor piramide paralele cu planul oxizilor se pot urmări atît reacțiile dintre silicați (în piramida superioară) cît și cele dintre carbonați (în piramida inferioară). Aceste plane rezultă din reacțiile unei molecule de SiO_2 respectiv CO_2 cu cîte o moleculă a oxizilor metalici înscrise la colțurile planului principal al octaedrului.

Planul wollastonit—sillimanit—enstatit—ferosilit, pune în evidență printre altele o serie de triunghiuri parțiale din care unele corespund corneenelor cu componența caracterizată prin mineralele înscrise la vîrfurile fiecărui triunghi, sau alte considerații ce rezultă din fig. 121.

Planul calcit-magnezit-siderit evidențiază reacțiile dintre carbonați. În acest plan apar mai puține faze decît în planul silicaților, deoarece CO_2, aflîndu-se în altă stare de agregare (gaz), migrează cu mult mai ușor.

În afară de aceasta, posibilitățile de reacție ale CO_2 sînt limitate numai la trei oxizi (CaO, MgO și FeO), deoarece cu Al_2O_3 nu reacționează.

În fig. 121 se mai prezintă cazul triunghiului SiO_2—Al_2O_3—MgO în condițiile unei temperaturi mari și a unei presiuni mici și modificarea lui în condițiile unei temperaturi și a unei presiuni mari, sau cazul triunghiurilor SiO_2—CaO—MgO și SiO_2—CaO—Al_2O_3 ce apar cu aspecte diferite ca urmare a modificării factorilor fizici, presiune și temperatură.

Aureola de contact. După temperatură, aureola de contact se poate împărți în două zone: o zonă interioară, imediat apropiată de bazinul magmatic, cu o temperatură în jur de 800°C, din care apa este complet expulzată, din această cauză formîndu-se minerale anhidre, și o zonă exterioară, mai depărtată de bazinul magmatic, a cărei temperatură este mai scăzută, aproximativ 500°—600°C. În această zonă apa nu se elimină complet și din această cauză ea intră în compoziția mineralelor noi formate (epidot, vezuvian).

Scanned with OKEN Scanner

Mineralele din aureola de contact. Multe din mineralele formate în condițiile metamorfismului de contact termic sînt caracteristice numai pentru acest fel de metamorfism (de exemplu: andaluzit, cordierit, wollastonit, grosular, vezuvian).

Aceste minerale nu se formează în general din magme și nici nu apar în șisturile cristaline (cu excepția cordieritului) rezultate în urma metamorfismului dinamic.

Dacă în timpul metamorfismului de contact se întîmplă ca procesul să fie influențat și de un aport de substanță nouă, emanații de gaze sau soluții, atunci compoziția chimică a rocii, intrată sub metamorfism, este mult modificată (metamorfism allochimic).

Transformările rocilor în aureola de contact. Avînd în vedere distribuția zonară a temperaturii în jurul masivului eruptiv intrus într-un complex de roci sedimentare, se constată că în urma metamorfismului de contact, argilele și șisturile argiloase, care din punct de vedere al chimismului sînt sedimente aluminoase, se transformă într-o zonă, mai îndepărtată de contact, în șisturi pătate sau foarte slab noduloase. Mai aproape de contact șisturile argiloase se transformă în micașisturi noduloase, iar imediat la contact în corneenele celor 5 cîmpuri triunghiulare menționate (fig. 121). Rocile au toate caractere specifice, din punct de vedere structural și textural. Astfel, corneenele apar adesea cu o structură fin granoblastică, cîteodată poate fi și porfiroblastică. În structura lor mineralele principale nu au contur propriu ci sînt rotunjite. Granulele sînt adesea alipite prin contururi drepte cu aspecte poligonale. Unele minerale avînd o putere mai mare de cristalizare pot să apară totuși idiomorfe; în legătură cu acest fapt, menționăm că nodulele acestor roci sînt constituite tocmai din cristale idiomorfe de andaluzit, cordierit, hipersten, granat etc.

În ceea ce privește grosimea zonei ocupată de corneene, aceasta nu trece de obicei peste 20—30 m considerată de la contact spre exterior, în timp ce întreaga zonă de contact este cuprinsă în general între 800—1 000 m măsurată normal pe limita masivului eruptiv. Bineînțeles că aceste dimensiuni pot să difere din loc în loc.

Din acest punct de vedere nu se poate să nu remarcăm și alte fapte posibile în natură: se pot întîlni cazuri în care zona șisturilor noduloase să lipsească, sau zone în care intrusiunea masei

Scanned with OKEN Scanner

eruptive, făcîndu-se sub acțiunea forțelor tectonice, caracterul corneenelor să dispară aproape în întregime și roca să capete mai mult aspectul șisturilor cristaline.

Calcarele, constituite simplu din $CaCO_3$, din cauza temperaturilor înalte suferă fenomene de recristalizare, transformîndu-se după cum s-a mai arătat, în calcare cristaline sau marmure.

Dacă calcarele mai conțin și cuarț (SiO_2), argile (Al_2O_3) sau $MgCO_3$, atunci acestea se transformă în calcare cristaline care au în compoziția mineralogică și silicați de calciu, de magneziu sau de aluminiu (wollastonit, tremolit, plagioclaz * etc.).

Dolomitele, prin același metamorfism de contact, dacă sînt impurificate cu SiO_2, conduc la marmure cu silicați de magneziu (forsterit sau serpentin) sau cu silicați de magneziu și calciu. În alte cazuri în care intervin și procese de disociere de forma:

$$CaMg\,(CO_3)_2 \rightarrow CaCO_3 + MgO + CO_2$$

se formează calcare cu periclaz (MgO). În cazul în care periclazul se hidratează după reacția: $MgO + H_2O = Mg\,(OH)_2$ (brucit) se capătă așa-zisele predazite (calcare cu periclaz și brucit).

Marnele și alte roci argiloase, în urma metamorfismului de contact devin corneene, de tipul celor care acoperă cîmpurile triunghiulare 1, 2 și 3 din cîmpul de existență și reacție al silicaților (fig. 121).

Gresiile suferă de fapt modificări mari, numai în ceea ce privește cimentul. În general ele se transformă în cuarțite sau corneene cuarțitice. Gresiile calcaroase se transformă în roci cu silicați de calciu (wollastonit, grosular etc.) (vezi fig. 119).

Conglomeratele și breciile suferă în general transformări de asemenea numai în masa cimentului.

Menționăm de asemenea că metamorfismul de contact termic poate avea urmări și asupra altor tipuri de roci, de exemplu eruptive, mai ales asupra celor mai bazice cît și asupra șisturilor cristaline care se găsesc eventual în aureola de contact, cu aceleași

* Reacția dintre $CaCO_3$ și substanța aluminoasă conduce de exemplu la formarea feldspatului (anortitic) după ecuația:

$$CaCO_3 + Al_2O_3\ 2SiO_2.\ 2H_2O = CaAl_2Si_2O_8 + 2H_2O + CO_2$$

Calcar + subst. aluminoasă (caolin) Feldsp. plag. (anortit)

urmări economice. În speță asupra rocilor eruptive acide, metamorfismul de contact termic nu are prea mare importanță. În schimb transformările suferite de rocile bazice și de tufurile acestora sînt foarte importante.

Astfel piroxenul unui bazalt se poate transforma de exemplu într-un amfibol fibros, sau cloritul altor roci, drept urmare a aceluiași metamorfism, poate trece în biotit. În general rocile eruptive bazice din imediata apropiere a contactului se transformă în corneene cu piroxeni și plagioclaz încadrate în cîmpul triunghiular nr. 4.(fig. 121). Dacă în aureola de contact termic se găsesc șisturi cristaline, acestea se pot transforma în corneene șisturoase aparținînd cîmpului triunghiular 5 (fig. 121) cu cordierit și andaluzit. În apropierea contactului șisturile cristaline pot să-și piardă chiar și textura șistuoasă, devenind corneene compacte. Astfel este cazul parașisturilor de la contactul cu banatitele de la Ocna de Fier de la noi din țară.

Metamorfismul de contact allochimic pneumatolitic și hidrotermal

În aureola de contact, poate pătrunde adesea, datorită tensiunii înalte la care se găsește bazinul magmatic în faza pneumatolitică, și un aport de substanță fluidă, mai ales sub formă de gaze și vapori (cloruri, fluoruri de Fe, Zn, Pb etc.), provenite din faza pegmatit-pneumatolitică a procesului de consolidare magmatică.

Transformările care se efectuează în atare condiții în rocile înconjurătoare, sub influența acestor gaze, se denumesc cu termenul de transformări metamorfice de natură pneumatolitică. Natural că fenomenele de metamorfism pneumatolitic sînt mult influențate de natura emanațiilor acide, legate de magme granitice (aport de H_2O, F, B, compuși volatili ai metalelor alcaline și grele etc.) și bazice legate de magme gabroidice (aport Cl, P, Ti, H_2O etc.) sau de alte pneumatolize ca de exemplu alcalino-teroase sau simple alcaline.

De cele mai multe ori, metamorfismul de contact pneumatolitic nu este manifestat în aureola de contact sub formă omogenă, ci el se manifestă, în special, în acele locuri în care se permite mult mai ușor efectuarea unor reacții de substituție dintre componentele rocilor ce înconjoară masivul eruptiv și substanțele pneu-

matolitice (metasomatism). Astfel s-ar putea cita ca exemplu reacțiile vaporilor de fluorură de fier (FeF_3) (acizi și fierbinți) asupra calcarului (fig. 119) care se efectuează conform ecuației chimice de mai jos și care se soldează cu formare de oligist și fluorină în calcare

$$2\,FeF_3 + 3(CaCO_3) = Fe_2O_3 + 3\,(CaF_2) + 3\,CO_2$$

Fluorură de fier + calcar (calcit) = oligist + fluorină + bioxid de carbon

În general în asemenea cazuri se pot naște, în calcare, ca urmare a acestui schimb, concentrații de magnetit, hematit, granați, toate importante mineralizații cu valoare economică mare și de asemenea și rocile de tipul skarnelor*. Se mai pot naște, tot astfel, și alți silicați, în funcție de natura substituenților volatili (puși în libertate de magme), care pătrunzînd în aureola de contact, pot forma de exemplu: turmalină, topaz, scapoliți, feldspați etc.

La noi în țară, foarte interesante contacte pneumatolitice pot fi observate în aureola de contact a granodioritelor din Banat (banatite), la Ocna de Fier, Dagnecea, Ciclova, Oravița, Sasca, Moldova Nouă, toate contacte cu o deosebită importanță economică. Aici s-au format zăcăminte mai ales de magnetit, precum și de sulfuri complexe etc. De asemenea, pe aceeași cale s-au format la Băița Bihorului zăcăminte de sulfuri complexe cu bismut, arsen, molibden etc.

Nu numai acțiunile fluidelor pneumatolitice produc acțiuni metamorfice de mare importanță economică, ci și fluidele hidrotermale sînt în foarte mare măsură capabile de transformări cu urmări calitative și cantitative, atît asupra rocilor înconjurătoare (metamorfism exogen), cît și însăși asupra rocii magmatice din care derivă fluidele (metamorfism endogen).

Acțiunea metamorfică, foarte variată a soluțiilor hidrotermale, efectuată asupra rocilor în care s-a intrus bazinul magmatic, cît și asupra însăși rocii eruptive, deja consolidate, s-a arătat la capitolul rocilor eruptive, cînd s-a vorbit de mineralele legate de stadiile de consolidare magmatică (vezi tabel IV). Aici trebuie scos în evidență

* Skarne — roci constituite mai ales din piroxeni monoclinici și granați (epidot, zoizit, scapolit etc.) născuți în urma metamorfismului de contact pneumatolitic.

Scanned with OKEN Scanner

însă un alt fapt important, și anume că transformările metamorfice, datorită soluțiilor hidrotermale de natură magmatică se localizează mai mult în jurul filoanelor hidrotermale și că acestea depind de temperatura și compoziția lor. Subliniem însă faptul că soluțiile hidrotermale pot să-și manifeste acțiunea lor metamorfică nu numai în aureola de contact a bazinului magmatic, ci adesea, mult mai departe, în afara acestei aureole, prin diferite fenomene de mineralizare (sericitizare, albitizare, zeolitizare, carbonatare, piritizare, hidratare etc.). Asemenea fenomene se observă la noi în țară mai mult în regiunile aurifere din Munții Apuseni, în regiunile din nordul Transilvaniei (Baia Mare), în serpentinele din sudul Banatului, în cristalinul din Munții Bihorului etc.

Matemorfismul de injecție

Intruziunile granitice, care se efectuează adesea la adîncimi mai mari, se petrec de obicei cu manifestarea unor fenomene de injecție a soluțiilor magmatice pe planele de șistuozitate a rocilor înconjurătoare, cu formare de pegmatite și aplite. Aceste soluții (firește cu o viscozitate scăzută), fiind foarte bogate în substanțe volatile și din această cauză avînd și o tensiune internă mare, pot să pătrundă cu o mai mare ușurință în rocile înconjurătoare, metamorfozîndu-le și, creînd minerale noi, formează așa-zisele gneise de injecție. Fenomenul de metasomatoză este în acest caz în plină dezvoltare, exercitîndu-se în foarte bune condiții între masa eruptivă și masa șisturilor înconjurătoare. Structurile metasomatice apar astfel destul de caracteristice.

În cazul acestui tip de metamorfism, se poate întîmpla ca rocile înconjurătoare să fie injectate strat cu strat (lit-par-lit) sau în mod neregulat, însă în așa fel, încît cele două părți ale rocii constituite din materiale diferite să fie megascopic bine distincte.

Adesea, prin această injectare se poate produce ridicarea plasticității stratelor și o mărire de volum, în așa fel încît roca afectată de injecții să prezinte numeroase cute fine de dimensiuni foarte mici.

Este foarte probabil, ca înaintea injecției soluției magmatice, să fi avut loc mai întîi o injecție de produse volatile, care să fi creat condiții de așa natură, încît să înlesnească mai mult efectul

Scanned with OKEN Scanner

de metamorfism al rocilor prin injecția ulterioară a soluției magmatice.

Trebuie remarcat faptul că acțiunea de metamorfism de injecție, poate avea loc chiar asupra rocii eruptive din care s-a separat faza pegmatit pneumatolitică, drept urmare, putîndu-se desfășura diferite procese de transformare, cum sînt albitizarea feldspaților calcosodici din rocile bazice, propilitizarea rocilor andezitice, cloritizarea diferitelor minerale mafice sau chiar o serpentinizare în întregime a rocilor ultrabazice etc.

Se poate întîmpla ca, în cazul injecției, să se nască filoane sau lentile de cuarț, sau cristale oculare de feldspat (în migmatitele oftalmitice) mai ales după planele de șistuozitate ale rocii (gneise oculare cum sînt cele de Cozia sau Rarău).

Cantitativ, efectele unui astfel de metamorfism pot să scadă de la contactul eruptiv către exterior, putîndu-se constata treceri de la mase granitice compacte la zone în care injecția granitică predomină (zone de migmatite), pînă la rare injecții de granit.

Adesea pot fi întîlnite cazuri în care, dintr-un masiv granitic, în stadiul de consolidare se pot separa soluții cu un mare conținut în alcaline și care, pătrunzînd în rocile înconjurătoare, intră în reacție cu mineralele aluminoase și dau naștere la feldspați alcalini, formîndu-se astfel o rocă îmbogățită metasomatic în elemente alcaline, sub formă de feldspați sodici sau potasici.

Într-un cuvînt se poate spune că, în acest mod, iau naștere roci noi sub influența directă a substanțelor ieșite din magma granitică.

Toate rocile în care se poate constata un amestec intim de material original (din sedimentul inițial) și substanța granitică injectată au primit numele de *migmatite*.

Injecțiile granitice din migmatite, distribuite în moduri diferite față de planele de șistuozitate, se pot prezenta în secțiuni transversale sub diferite forme: astfel se pot prezenta într-o așezare oarecare (flebite), într-o alternanță de strate bine distincte (stromatite) sau într-o distribuție foarte strînsă a materialului injectat (dictionite). În această ultimă distribuție se prea poate ca injecția să nu mai arate limite chiar atît de distincte, încît în cele din urmă procesul de injecție să ocazioneze o granitizare cu totul generală a mediului în care au pătruns injecțiile. În felul acesta

se nasc așa-zisele migmatite nebulitice (nedefinite decît vag). Este posibil de asemenea ca injecțiile granitice nemaiurmînd planele de șistuozitate ale rocilor să se facă sub o formă neregulată a unor cute strînse numite ptygmatice (unele teorii admit chiar că materialul acestora ar proveni din șisturile învecinate) sau să prezinte aspecte similare cu ale unei breccii de natură eruptivă în care elementele să apară colțuroase. Rocile născute în astfel de împrejurări și avînd asemenea aspecte poartă denumirea de agmatite.

De obicei zonele de injecție se găsesc localizate în complexe geologice, care altădată s-au aflat la adîncimi mai mari (în apropierea așa-numitelor procese de granitizare).

Aceste zone sînt mai ales în legătură cu masivele granitice a căror intruziune a fost legată de o tensiune mare, provocată de un anumit conținut al magmei în substanțe volatile.

În unele complexe geologice vechi, s-a putut constata chiar că anumite pachete sedimentogene au ajuns prin scufundare, pînă în apropierea bazinului magmatic, unde au suferit transformări prin injecție și retopire parțială.

În aceste cazuri avem de-a face cu fenomenul de anatexie (refuziune) sau „palingeneză" (renaștere). În legătură cu acest fenomen, unii cercetători admit chiar că migmatitele au provenit printr-un asemenea fenomen de anataxie din care a rezultat o soluție magmatică de natură pegmatitică segregată în lentile și benzi. În această accepțiune migmatitele ar apărea ca produse de ultrametamorfism. Alții însă își împart părerile în ceea ce privește formarea migmatitelor considerîndu-le fie ca gneise de injecție în legătură cu intruziunile granitice, fie ca rezultatul unei acțiuni de metasomatism datorit unor fluide care ar putea să-și tragă originea nu numai din magmă, ci foarte bine și din procesul de metamorfism (din însăși masa sedimentului). Soluțiile, avînd o acțiune metasomatică, au putut pătrunde cu ușurință de-a lungul unor suprafețe de minimă rezistență și drept urmare au fost în măsură să creeze migmatitele.

În legătură cu problema migmatitelor, nu prea de mult însă, studiul detaliat al acestora a pus în discuția unor petrografi și problema originii rocilor granitice. În concepțiile acestora atît unele cît și celelalte apar ca produse mai puțin importante ale unei

Scanned with OKEN Scanner

activități magmatice ce ar avea loc la mari adîncimi, ci mai degrabă acestea apar ca un fenomen de granitizare ce s-ar petrece datorită unui proces de difuzie în mediul solid fără intervenția unei faze fluide.

În această accepție, formarea granitelor (granitizarea) s-ar datora concentrării ionilor alcalini (K, Na) alături de ioni de Al și Si care ar putea migra în scoarța terestră la distanțe mari în paralel cu o migrație ce s-ar efectua pe o distanță și mai mare, sau în adîncime, a ionilor de Ca, Mg și Fe, pe care îi înlocuiesc.

În timp ce acești petrografi pun procesul de granitizare mai puțin pe seama unei activități magmatice și, după cum s-a arătat, mai mult pe seama unui proces de difuzie în mediu solid cu o mare mobilitate; alții bazîndu-se însă pe cunoștințele actuale relative la difuzia și mobilitatea ionilor în mediul solid, de altfel bine cunoscut în domeniul mineralogiei și petrografiei, sînt întru totul mai sceptici în ceea ce privește formarea maselor mari granitice în legătură cu acest fenomen. În orice caz procesul granitizării constituie o problemă deschisă.

La noi în țară se întîlnesc interesante zone de injecție în cristalinul Lotrului, Muntele Mare, unde micașisturile și gneisele apar puternic injectate în cute de diverse mărimi și grosimi.

Metamorfism complex (dinamic, de dislocație sau regional)

Pe lîngă acțiunile metamorfice determinate de punerea în loc a unui corp magmatic, se întîlnesc (și încă frecvent), acțiuni metamorfice mai complexe, în care factorul principal al transformărilor îl constituie presiunea și tensiunea orientată (orogenică sau stress). Valoarea acestei presiuni în timpul diverselor faze de faliere, cutări sau dislocații ale scoarței, nu a putut fi determinată direct, dar s-a stabilit că aceasta a prezentat însemnate momente paroxismale în trecutul geologic al planetei noastre, din cauza timpului îndelungat de manifestare a acestei presiuni orientate, cît și datorită faptului că în același timp s-au creat condiții de temperatură și presiune litostatică mari. De obicei în prezența soluțiilor dizolvante (în special apa), rocile au fost supuse

la importante deformaţii rupturale sau disjunctive (falii), plastice sau plicative (cute de diverse amplitudini), sau exercitate în regiunile de geosinclinal, rocile din diverse zone au suferit nu numai deformaţii ci s-au şi transformat uneori complet.

În orice caz, mişcările scoarţei au fost pricinuite prin presiuni şi tensiuni tangenţiale puternice, a căror origine este explicată prin diferite teorii de dislocare sau orogenice.

Astfel, de exemplu, în Permocarbonifer au avut loc cutările hercinice, în Silurian—Devonian cutările caledonice, dar cele mai preponderente mişcări rămase în morfologia globului terestru sînt cele petrecute în Cretacic—Terţiar, ale căror efecte se recunosc în diferitele formaţii geologice. Descifrarea acestora a arătat, şi modelarea însoţită de experienţă a confirmat, o serie de observaţii din care nu menţionăm decît că rocile solicitate intens de asemenea presiuni pot prezenta plane de forfecare şi de alunecare în care recristalizarea este cea mai intensă şi cristalele cresc în direcţia de alunecare. De asemenea, în direcţia presiunii maxime are loc cea mai mare scădere a temperaturii de topire a cristalului şi solubilitatea lui devine maximă, tocmai în acea direcţie.

Numai din aceste cîteva observaţii, rezultă că în cadrul acestui metamorfism, se pot modifica echilibrele chimice şi mineralogice cît şi structurile şi texturile rocilor.

Cauza principală a acestei transformări efectuate în scoarţa terestră, rezidă în presiunea orientată, care prin acţiunea sa poate antrena la diverse nivele, în mod complex, activitatea unor alţi factori fizici şi chimici din conlucrarea cărora să rezulte roci cu caractere noi numite şisturi cristaline.

Transformarea complexă soldată cu formare de noi roci în scoarţa terestră cu caractere texturale şi structurale specifice care pun tot timpul în evidenţă aceeaşi cauză, presiunea orientată, justifică o tratare unitară a consecinţelor de ordin fizic şi chimic ce îşi desăvîrşesc acţiunile la diverse nivele de transformare.

Cu ocazia creării zonelor de cutare, se poate întîmpla ca complexe geologice mai vechi, să fie suprapuse în mod anormal, pe întinderi foarte mari, peste altele mai noi, ca de exemplu complexe cristaline peste strate mezozoice şi terţiare.

În acest caz se spune că avem de-a face cu fenomene de încălecare (supracutare şi şariaj).

Scanned with OKEN Scanner

În interiorul acestor zone de cutare se pot crea condițiile necesare unui proces metamorfic.

Este de la sine înțeles că în diferitele părți ale unei zone de cutare condițiile de temperatură și presiune vor varia și o dată cu ele și produsele ce se vor forma vor depinde de acești factori.

Zone de metamorfism

În funcție de acești factori se pot distinge zone de metamorfism* care trebuie interpretate ca fiind în principal expresia unor transformări efectuate într-un anumit cadru fizico-chimic. Structurile și componența mineralogică a rocilor astfel metamorfozate sînt în măsură să ne furnizeze indicații asupra schimbării condițiilor de metamorfism. Astfel sînt:

Epizona (sau zona transformărilor efectuate în condiții de temperaturi și presiuni litostatice relativ scăzute și cu stressul variabil); structurile sînt cataclastice și blastice.

Mezozona (sau zona transformărilor efectuate în condiții de temperaturi și presiuni litostatice mari și cu un stress în general foarte puternic); structurile sînt blastice. În ambele zone rocile sînt foarte șistuoase.

Catazona (sau zona transformărilor efectuate în condiții de temperaturi mari, presiuni litostatice foarte mari și cu un stress foarte slab sau chiar absent); rocile se transformă fundamental, iar texturile sînt foarte slab orientate.

Dacă se au în vedere caracterele fizice ale acestor zone, atunci în cadrul acestui tip de metamorfism transformările rocilor nu pot fi decît de natură distructivă și de natură constructivă.

În primul caz, rocile și componentele lor, mineralele, prezintă deformații evidente, sau apar chiar sfărîmate (cataclazite). În general se constată că ele apar cutate, laminate, măcinate și recimentate, adesea fără ca să fi avut loc formarea unor minerale noi.

În cazul al doilea se observă că adesea după deformații urmează recristalizări, cu care ocazie se pot forma cristale noi din același

* Zonele nu trebuie înțelese într-o strictă distribuție spațială pe verticală, deoarece condițiile metamorfismului nu sînt funcțiuni regulate ale adîncimii (ci numai în general).

Scanned with OKEN Scanner

mineral sau chiar alte minerale, caracteristice noilor condiţii sub care s-a produs transformarea.

În anumite cazuri, se poate întîmpla ca ambele procese distructive şi constructive să fi avut loc în acelaşi timp. De exemplu, se poate întîmpla ca pentru cuarţ procesul să fi fost distructiv, iar pentru mică constructiv.

În tot cazul s-a putut stabili, că procesele distructive (zdrobiri, măcinări etc.) au loc în zonele unde temperatura este mai mică, iar procesele constructive în zonele unde temperatura este mai ridicată.

Zonele de cutare sînt zonele de slabă rezistenţă ale scoarţei terestre. În aceste zone şi mai ales către părţile mai profunde, vor putea avea loc şi intruziuni magmatice.

În părţile de adîncime ale zonelor orogenice metamorfismul de dislocaţie se combină, de fapt, cu anatexia şi adesea se dezvoltă acţiunea de injecţie în şisturile cristaline, caracteristică pentru aceste condiţii.

În zonele cele mai profunde, transformarea este însă fundamentală. Rocile astfel rezultate amintesc de cele intrusive iar domeniul în care se efectuează astfel de profunde transformări s-a denumit de ultrametamorfism, sau domeniul transformărilor palingenetice.

Comportările factorilor fizici în zonele de metamorfism

Pentru o mai bună înţelegere a proceselor fizico-mecanice şi chimice ce se produc în cadrul metamorfismului complex, este necesar să trecem, foarte pe scurt, în revistă comportarea factorilor fizici în zonele de metamorfism amintite. Înţelegerea şi corelarea acestor procese ne va da prilejul să interpretăm în mod just compoziţia chimico-mineralogică aflată în aceste zone de reacţii fizico-chimice ale metamorfismului complex.

În general, în cazul acestui tip de metamorfism, temperatura se consideră după treapta geotermică.

Observaţiile, ce-i drept, au arătat că în mod cu totul general se poate admite pentru zona transformărilor epizonale o temperatură relativ redusă cuprinsă între 0—200°C, pentru zona de transformări mezozonale o temperatură mijlocie de circa 200—400°C, ar pentru zona transformărilor catazonale, care se efectuează

sub o presiune litostatică mare și stress foarte slab, o temperatură în orice caz mai ridicată, cuprinsă între circa 400—700°C *.

Reținem însă că unele temeinice considerații asupra temperaturilor existente, în zonele metamorfismului termodinamic, au fost făcute din diferite studii și felurite observații, ca de exemplu: din asociații de minerale posibile pînă la anumite temperaturi critice, sau din prezența sau absența unor minerale stabile pînă la oarecare temperatură, după care bineînțeles ele se descompun. Astfel de exemplu în epizonă și în mezozonă este cunoscută — ca fiind foarte posibilă — asociația SiO_2 — $CaCO_3$ (termometru geologic) pînă la temperatura de 500°C. În legătură cu acest fapt se știe că la această temperatură SiO_2 reacționează ușor cu $(CaMgFe)CO_3$, pentru a da naștere unor silicați, de exemplu de tipul piroxenilor sau de un alt tip, a căror existență nu a putut fi dovedită în condițiile fizice ale cadrului mezozonal. De asemenea nu se găsesc în aceste două zone feldspați plagioclazi bazici (de exemplu anortit).

Desigur că concluzii importante s-au mai putut trage și din alte studii și observații. În orice caz se cunoaște destul de bine că temperaturile mari grăbesc vitezele de reacții chimice, uneori destul de complexe, indiferent dacă apa este sau nu în prezență. În acest caz reacțiile pot crea un caracter de reversibilitate. Astfel: dacă în prezență se găsesc pe de o parte andaluzitul, feldspatul ortoz și apă, iar pe de altă parte muscovit și cuarț, reacția se petrece conform săgeților:

$$Al_2SiO_5 + KAlSi_3O_8 + H_2O \underset{\leftarrow T.\ \text{mare}}{\overset{T.\ \text{mică} \rightarrow}{\rightleftharpoons}} H_2KAl_3Si_3O_{12} + SiO_2$$

andaluzit + ortoză + apă — muscovit + cuarț

Trebuie totuși remarcat aici un fapt foarte important și anume că temperatura, acționînd împreună cu presiunea hidrostatică, poate să determine amorsarea reacțiilor și natura echilibrelor chimice și deci parageneza minerală dintr-o anumită zonă (faciesul).

Dacă rocile, pe lîngă temperatura ridicată, suferă în plus și acțiunea presiunii orientate (a stressului), atunci metamorfismul

* Temperaturile citate aici nu trebuie considerate stricto-sensu.

se efectuează cu mult mai repede. El grăbește, cu alte cuvinte, reacțiile dintre minerale, avînd astfel un efect catalitic.

Privit printr-o prismă fizică se poate spune că temperatura, acționînd împreună cu presiunea hidrostatică, determină compoziția mineralogică a rocii (faciesul), iar presiunea orientată (stressul) determină posibilitățile speciale de cristalizare a mineralelor.

Presiunea cu caracter hidrostatic (ce se exercită uniform din toate direcțiile) sau litostatică se definește ca „apăsarea stratelor suprapuse" și se determină prin adîncimea respectivă, ținînd cont că greutatea specifică medie a rocilor este egală cu aproximativ 2,7.

Acțiunea presiunii orientate, asupra unei particule minerale este determinată printr-un elipsoid cu trei axe, zis elipsoidul stressului în care, pe lîngă forțele normale de deformare, își exercită acțiunea și forțele de forfecare. Particula minerală supusă acțiunii stressului are tendința de a se acomoda condițiilor impuse de presiunea orientată prin fenomene de translații, macle de presiune, rupturi etc. Rezultă de aici, că presiunea orientată sau stressul nu poate crea minerale noi în rocă, însă în orice caz poate să schimbe forma și orientarea mineralelor existente.

De asemenea stressul, influențînd desfășurarea procesului metamorfic, acționează, după cum s-a mai spus, și în mod catalitic. Dacă rocile ajung, datorită acțiunii acestuia, în alte condiții de presiune și temperatură, cu alte cuvinte, în alte zone de reacție fizico-chimică, mineralele care le compun nu mai sînt stabile. Instabilitatea lor se manifestă astfel printr-o transformare mai puțin sensibilă. Dacă vitezele lor de transformare (de reacție) sînt prea mici, atunci stressul face să crească vitezele de transformare și determină astfel o recristalizare rapidă și integrală a mineralelor.

Urmările metamorfismului complex (Consecințe fizice și chimice)

Laminări și recristalizări. Deoarece, în mod normal nu se poate experimenta influența stressului și a temperaturii asupra rocilor, pentru a ne da seama de acțiunea acestor factori, ne servim de unele rezultate din experiențele de laborator făcute în metalografie cu agregatele metalice de Al, Fe etc. În aceste experiențe

au fost studiate deformările agregatelor prin laminări, comprimări și întinderi ale metalelor mai întîi la rece și apoi supuse diferitelor regimuri de temperatură.

De pe urma acestor fapte experimentale au reieșit cîteva legi importante, privitoare la recristalizarea agregatelor, în asemenea condiții, care au fost aplicate apoi cu succes și asupra agregatelor naturale de minerale, adică asupra rocilor. Rocile, principial, se comportă ca și agregatele metalice, dacă sînt supuse deformațiilor prin laminare, comprimare, tensiuni etc. În natură asemenea deformații pot fi provocate de fenomenele orogenetice. În cazul acesta procesul depinde de temperatura la care are loc laminarea dacă, bineînțeles, deformația este însoțită de o recristalizare.

Dacă temperatura necesară recristalizării nu este realizată, atunci efectele deformației sînt conservate; dacă temperatura este însă în stare să producă o recristalizare, atunci aceasta poate înlocui complet deformația mecanică. Tocmai din aceste fapte se poate ușor deduce că rocile rezultate de pe urma unui asemenea metamorfism, pot arăta, după cum s-a spus mai înainte, atît procese distructive cît și procese constructive, manifestate prin fenomene de recristalizare. Pe de altă parte, de aici rezultă că ambele procese pot avea loc în același timp și chiar în aceeași rocă.

De exemplu, într-un același complex geologic constituit din calcare, dolomite, șisturi argiloase etc., cele dintîi, calcarele și dolomitele, se pot întîlni tectonic deformate, în timp ce șisturile argiloase, alăturate acestora (vecine), apar deja transformate în filite (roci constituite din minerale foioase). Datorită mineralelor micacee (foioase) rezultate, care au tendința să se orienteze perpendicular pe direcția presiunii, se nasc în filite plane false de clivaj avînd totdeauna oarecare înclinare față de stratificația originară a sedimentului argilos din care prin metamorfism au provenit filitele. În general fenomenele de deformație apar destul de evident în părțile superioare ale zonelor de dislocație, în spații limitate (cu temperaturi și presiuni litostatice relativ scăzute dar cu un stress accentuat, metamorfism cataclastic), pe cînd recristalizările complete caracterizează părțile inferioare ale complexelor metamorfozate în care predomină o temperatură mai mare și un stress în scădere.

Scanned with OKEN Scanner

Fenomene clastice şi plastice la roci. Aceste fenomene sînt efectele unui stress cu o acţiune destul de puternică care se produce în condiţiile unor factori fizici, presiune şi temperatură scăzută şi care sînt în măsură să dea naştere şi unor mişcări diferenţiale. Transformările pe care le suferă rocile, ca o consecinţă a acestor fenomene, constituie obiectul unui metamorfism cataclastic. În adevăr, fenomenele geologice de şariaj pot cauza rocilor, care se găsesc pe planele de încălecare sau în seriile inverse ale complexului de supracutare, fenomene clastice, adică zdrobiri, măcinări, ruperi, sfărîmări etc., dînd naştere astfel brecciilor de zdrobire sau cataclazitelor, roci în care componentele mineralogice sînt complet sfărîmate (roci facoidale, filonite-milonite).

Alteori, fenomenele de deformare ale rocilor, pot merge în acelaşi timp pînă la fenomene clastice, pentru unele minerale, ca de exemplu pentru cuarţ şi feldspat, sau pentru alte minerale pînă la fenomene plastice, laminări, îndoiri, încreţiri, ca de exemplu pentru mice, clorite etc.

Aceste fenomene pot fi însoţite (dacă se găsesc în prezenţă soluţii) şi de fenomene chimice ca de exemplu: cloritizări ale biotitului şi ale altor minerale femice, limonitizări, sericitizări ale feldspaţilor potasici şi ale altor minerale aluminoase etc.

Mineralele sfărîmate (cataclazate) pot forma un fel de pastă numită cataclastică, sau un fel de ciment, în care pot fi observate adesea sfărîmăturile rămase (mai mari), de feldspat sau în special de cuarţ (mineral indicator pentru presiune).

Acesta depăşind limita de elasticitate, arată la microscop, extincţii unduloase. Dacă presiunile sînt mai mari, acesta arată sub microscop, aşa-zisele plane Böhm, care sînt efectele de deformare reticulară ale cristalului prin translaţii. La presiuni şi mai mari, cristalele crapă sau suferă efecte de măcinare. Pulberea astfel născută este în măsură să recristalizeze foarte uşor, dînd naştere aşa-ziselor structuri în mortar.

Rocile ale căror componente mineralogice au suferit asemenea fine sfărîmări se zice că au suferit un proces de milonitizare, iar rocile formate de pe urma acestui proces căpătînd şi o textură şistoasă se numesc milonite.

Dacă presiunile ce s-au exercitat asupra rocilor au fost foarte puternice, atunci acestea pot apărea constituite în întregime

dintr-un fel de pastă, formată numai din sfărîmături foarte fine, asemănătoare fazei criptocristaline * din rocile magmatice. Mineralogic, pasta poate fi constituită din fragmente foarte fine de cuarț și din sericit, dispuse în șiruri lungi. Asemenea roci se numesc ultramilonite.

Roci cu caracter milonitic există aproape în toate masivele cristaline și prezintă o deosebită importanță din punct de vedere tectonic.

Fenomene blastice. Prin fenomene denumite blastice se înțeleg în general fenomenele metamorfice de recristalizare în mediul solid, sau chiar foarte vîscos (sub acțiunea presiunilor orientate din scoarța globului terestru în cazul metamorfismului dinamic). Este totuși locul să arătăm că și procesul de recristalizare efectuat în aureolele de contact ale maselor intruzive, aparține acelorași fenomene blastice. Apare clar prin urmare că, datorită factorilor fizico-mecanici sau poate chiar și impurităților prinse în rețea, într-un agregat cristalin se produce la un moment dat un dezechilibru fizico-chimic, care are drept consecință creșterea energiei reticulare a cristalelor. Această creștere a energiei reticulare în cele din urmă se manifestă prin concretizarea unei noi rețele embrionare de cristal, acomodată la noile condiții fizice. Rețeaua embrionară se va dezvolta în continuare, datorită mecanismului de captare ionică, pe seama cristalelor vechi alăturate. Acestea cu timpul, ajungînd la dispariție, permit spațial dezvoltarea noilor rețele reticulare și înlocuirea lor prin cristale noi (fig. 122). Din punct de vedere termodinamic, fiind în cauză un proces de migrație, acesta se efectuează întotdeauna de la centrele cu potențial chimic ridicat spre cele cu potențialul chimic scăzut.

Fenomenele, sînt întru totul analoge celor experimentate în cadrul agregatelor metalice, din care, în ceea ce privește rocile, s-au tras următoarele concluzii:

La rocile monominerale (de exemplu calcare) se întîlnește, de obicei, o recristalizare simplă (calcare recristalizate cu calcitul stabil în noile condiții fizice).

* Masa rocii este formată dintr-o pastă cu cristale extrem de fine.

Scanned with OKEN Scanner

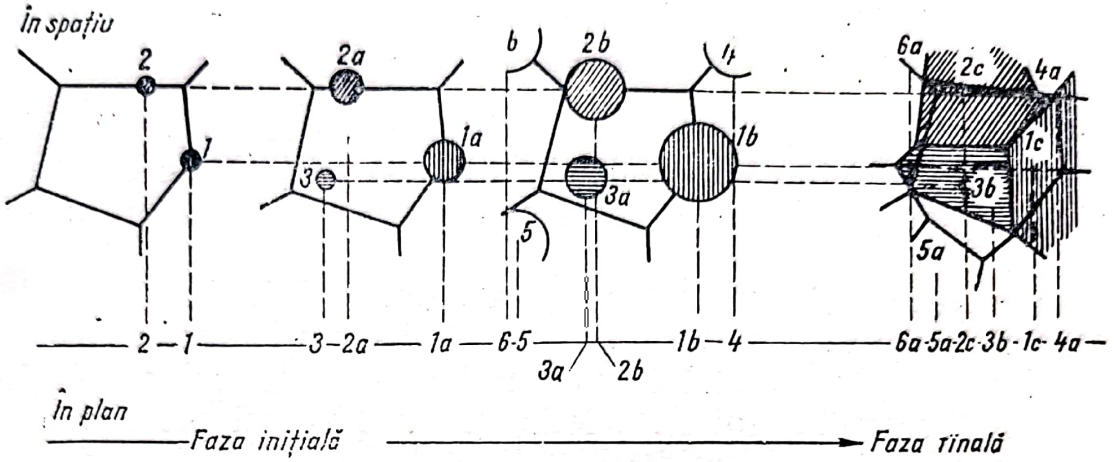


Fig. 122

La rocile cu compoziție mineralogică mai complexă se pot întîmpla reacții directe între limitele mineralelor ale căror echilibre, din cauza presiunii și temperaturii, devin instabile. S-a constatat că temperaturile ridicate ușurează în mare măsură procesele cristalochimice ca de exemplu cele de transformare polimorfă în timp ce temperaturile inferioare punctelor de topire ale cristalelor au și ele oarecare importanță asupra altor procese ce se efectuează într-un timp îndelungat.

De asemenea, destul de frecvent, la rocile supuse unui metamorfism termodinamic pot fi observate fenomene de dizolvare și reprecipitare ale componentelor mineralogice, prin acțiunea intermediară a unei faze lichide, exact ca și în cazul metamorfismului de contact. Se admite chiar că o fază fluidă, de natură apoasă, ce ar înconjura granulele sub forma unei pelicule foarte fine, ar avea practic o mare importanță în reacțiile din mediul solid, care se petrec în interiorul scoarței terestre. Această fază ar acționa în acest mediu cu un important efect catalitic.

Texturi. Cea mai caracteristică textură a rocilor formate prin metamorfismul de dislocare, este textura paralelă. Acest fel de textură se pune în evidență, în primul rînd, printr-o așezare paralelă a mineralelor lamelare (muscovit, biotit), sau chiar a mineralelor cu forme prismatice alungite (hornblendă). În al doilea rînd, chiar granulele de feldspat și cuarț apar alungite în direcția orientării texturii. Foarte adesea textura paralelă ia caracterul unei șistuozități autentice, mai mult sau mai puțin

evidente. Formarea ei implică fenomene de deformare și recristalizare care la rîndul lor sînt funcțiuni ale presiunii care le efectuează.

În cazuri mai rare, textura paralelă poate fi reflexul unei stratificații, sau a șistuozității inițiale, care s-a păstrat, ba chiar mai mult, în timpul metamorfismului a putut fi accentuată prin cristalizare.

Ample explicații științifice asupra formării texturii paralele în natură, au fost date pe baza unor fapte experimentale (prelucrări la rece ale metalelor sau altele) devenite chiar principii texturale (principiul lui E. Riecke și F. Becke și principiul lui B. Sander și W. Schmidt).

Structuri. Rocile cristalofiliene, fiind constituite din minerale care cristalizează, aproape toate, în același timp, își datoresc atît ordinea de dezvoltare idiomorfă cît mai ales gradul de dezvoltare cristalografică energiei sau forței lor de cristalizare. Evident că structurile acestora vor pune totdeauna în evidență factorii care au efectuat transformările în starea solidă. Rocile pot prezenta în general structuri provocate de procese distructive (structuri cataclastice), structuri provocate de procese constructive (structuri cristaloblastice) și structuri păstrate de minerale încă dinaintea metamorfismului de dislocație, denumite structuri relicte.

În cazul structurilor cu caracter cataclastic, acestea depind de intensitatea și natura acțiunii mecanice a cataclazei, cît și de componența mineralogică a rocii. Deformarea în acest caz este proporțională cu presiunea (legea lui Hooke). Astfel, la structuri porfiroclastice, de exemplu, se observă fragmente mai mari de cuarț, feldspat (porfiroclaste) și mică, într-o masă cataclastică, formată din aceleași minerale sfărîmate la dimensiuni foarte mici.

În cazul structurilor cu caracter de recristalizare (blasteză), ele se numesc, ca și la metamorfismul de contact, structuri cristaloblastice. Se pot distinge, în acest caz, structuri granoblastice cu bob egal și omogen al tuturor componenților mineralogici și structuri porfiroblastice cu cristaloblaste mai mari fixate într-un țesut fundamental granoblastic. Porfiroblastele care se pot întîlni mai des sînt: cuarț, feldspați, granați, albit, staurolit, disten,

Scanned with OKEN Scanner

magnetit, biotit, muscovit, clorit etc., care nu arareori pot include și minerale din țesutul fundamental.

Adesea porfiroblastele străbat discordant textura paralelă sau șistuozitatea. Alteori ele pot arăta o mișcare în timpul sau după formarea lor.

Ca un caz special menționăm că o rotire a porfiroblastelor în timpul creșterii este pusă în evidență prin dispoziția în „S" a incluziunilor din interiorul lor (structură helicitică). În porfiroblaste pot fi întipărite urmele unei structuri mai vechi care s-ar putea să arate evident uneori faze mai vechi de cutare. În cazul acesta este vorba de structuri relicte.

După cum se vede, în aceste situații acțiunea stressului se manifestă prin forfecare de-a lungul unui plan sau două plane conjugate, încît cristaloblasteza scoate bine în evidență faze distincte ale cristalizării în raport cu poziția statică sau cinematică a suprafețelor de șistuozitate (care poate fi chiar stratificația originală).

În cazul structurilor relicte, mineralele pot da indicații asupra unor structuri primare, care n-au fost înlăturate încă complet prin metamorfism, ca de exemplu, structurile conglomeratelor metamorfozate (sernifite) și a gresiilor metamorfozate la cuarțite.

Trebuie să menționăm în sfîrșit că un studiu detaliat al acestor structuri și în special al celor cristaloblastice distinge subdiviziuni în funcție de mărimea relativă a cristalelor, de forma lor sau în funcție de relațiile care există între diferite granule sau agregate. De asemenea, se poate stabili și o serie cristaloblastică. Cu privire la silicați putem spune că seria începe cu neso- și sorosilicații cu anioni inelari, după care urmează ino-, filo- și tectosilicații, încît se observă că idioblasteza este o funcție variabilă cu structura reticulară.

Compoziția mineralogică a șisturilor cristaline

Aceasta este dictată întotdeauna de factori de natură fizico-chimică și anume: temperatura, presiunea și compoziția chimică a rocii de origine.

Scanned with OKEN Scanner

În ceea ce privește temperatura, trebuie reamintit că în epizonă și mezozonă se găsesc temperaturi cuprinse între 0—400°.

În general, trebuie reținut că la temperaturi ridicate reacțiile sînt endotermice și se formează minerale anhidre, în timp ce la temperaturi scăzute reacțiile sînt exotermice și iau naștere minerale hidratate (clorite, sericit etc.).

Presiunea, acționînd împreună cu temperatura, este un factor foarte important, deoarece ea poate influența, în mod deosebit echilibrele dintre mineralele ce se formează în acest metamorfism. Printre altele menționăm că presiunea ridicată în timpul metamorfismului de dislocație poate duce la formarea unor minerale cu greutate specifică mare și volum molecular mic (principiul lui Le Chatelier).

Astfel, de exemplu, dintre cei trei silicați de aluminiu simpli, toți cu aceeași compoziție chimică, Al_2SiO_5, — andaluzitul, silimanitul și distenul (cianit) — totdeauna se formează în asemenea condiții distenul în timp ce, în metamorfismul de contact unde, după cum s-a arătat, presiunea este mică, se formează andaluzitul și silimanitul.

Mineralul	Sistem de cristalizare	Greutate specifică	Volum molecular	Compoziția chimică
Andaluzit	rombic	3,1	52,3	Al_2SiO_5
Silimanit	rombic	3,1	52,3	
Disten	triclinic	3,66	44,0	

De asemenea, presiunea ridicată la temperatură constantă, dirijează totdeauna echilibrele chimice dintre diferitele faze mineralogice în sensul asociațiilor cu minerale mai grele și volum molecular mai mic. Astfel iau naștere acele combinații de minerale, care oferă un minimum al sumei volumelor moleculare,

Scanned with OKEN Scanner

în timp ce la presiune scăzută iau naștere combinațiile care totalizează un volum mai mare *.

Astfel, în reacțiile 1, 2 și 3 presiunea scăzută dirijează echilibrul spre stînga, în timp ce presiunea ridicată îl dirijează spre dreapta.

1. Olivin + anortit $\underset{\text{(p. ridicată)}}{\overset{\text{(p. scăzută)}}{\rightleftharpoons}}$ granat

$$Mg_2SiO_4 + CaAl_2Si_2O_8 \longrightarrow Ca\,Mg_2Al_2Si_3O_{12}$$

$$\underbrace{v = \frac{140}{3,2} + \frac{278}{2,75}}_{145} \qquad \underbrace{v = \frac{418}{3,45}}_{121}$$

Se observă deci că volumul granatului este cu aproximativ 17% mai mic decît al sumei olivin + anortit.

2. $2CaSiO_3 + CaAl_2Si_2O_8 \underset{\text{(p. ridicată)}}{\overset{\text{(p. scăzută)}}{\rightleftharpoons}} Ca_3Al_2(SiO_4)_3 + SiO_2$

wollastonit + anortit — grossular + cuarț

$$\underbrace{239,8 \quad (79,6) \quad (100,5)}_{180,1} \qquad \underbrace{(127,9) \quad (22,6)}_{150,5}$$

3. ortoza + piroxen rombic (hipersten) + apă $\rightleftharpoons$ biotit + cuarț

$$KAlSi_3O_8 + 3(MgFe^{2+})SiO_3 + H_2O \rightleftarrows (OH)_2K(MgFe^{2+})_3AlSi_3O_{10} + 3SiO_2.$$

Unii autori deosebesc mineralele cu volum molecular mic și greutate specifică mare, care iau naștere de preferință sub acțiunea stressului și la temperaturi relativ scăzute și pe care le numesc minerale de stress, ca de exemplu distenul, staurolitul, hornblenda, albitul etc., și alte minerale cu un volum molecular mai

* Volumul molecular al unui echilibru mineral (v) este raportul dintre greutatea moleculară M (suma greutăților atomice) și greutatea specifică G_s

$$v = \frac{M}{G_s}.$$

mare și greutate specifică mică, care se nasc de obicei în absența stressului și la temperaturi mai ridicate și pe care le numesc minerale antistress, ca de exemplu andaluzit, cordierit, ortoză, augit, anortit etc. În a doua jumătate a epizonei și în prima jumătate a mezozonei, unde stressul este cel mai puternic, se vor găsi minerale de stress, iar în catazonă (și în aureola de contact în cazul corneenelor) minerale antistress.

Caracterele specifice ale zonelor de reacție fizico-chimică aparținînd metamorfismului de dislocație

Avînd în vedere variațiile factorilor fizico-chimici în condițiile metamorfismului de dislocație, putem evidenția cîteva caractere specifice ale celor trei zone, în funcție de care vor reieși și caracterele mineralogo-petrografice legate în linii mari de factorul adîncime.

Astfel, *epizona* se caracterizează printr-o temperatură relativ mică (circa 0—200°) și presiune hidrostatică de asemenea mică, stressul variabil putînd lipsi sau putînd fi foarte intens în porțiunile cu condiții metamorfice mai intense, variind chiar din loc în loc. În aceste condiții predomină minerale hidratate — sericit, clorit, talc, serpentin zoizit, epidot, grafit etc. Se poate spune chiar că umiditatea împreună cu creșterea temperaturii, în cadrul acestei zone joacă un rol de catalizator care pe alocuri se poate solda uneori cu proprietăți de mineralizator. Ca roci se întîlnesc filite, șisturi sericitoase, cloritoase, grafitoase, serpentiniite etc. cu o textură șistoasă bine evidențiată la rocile provenite din cele sedimentare și mai slab manifestată la cele de origine magmatică. Structurile sînt cataclastice (relicte dacă se mai păstrează, în cazul în care nu sînt profund milonitizate).

Mezozona se caracterizează printr-o temperatură mai ridicată (cuprinsă aproximativ între 200—400°) și presiune hidrostatică medie. Stressul are însă valori maxime, din care cauză, aici se pot produce o întreagă gamă de procese mecanice, ca de exemplu alunecări, zdrobiri, laminări etc. Se constată în cadrul acestei zone o deosebită tendință la recristalizare și deshidratare. Ca minerale se întîlnesc muscovit, hornblendă, ortoză, biotit sau încă

Scanned with OKEN Scanner

cu totul subordonat, albit, clorit, epidot. Printre mineralele de stress, se întîlnesc distenul, staurolitul, tremolitul etc. Ca roci se întîlnesc micașisturi, amfibolite, gneise (cu mice sau cu feldspați albitici), adesea cu o textură rubanată și cu o șistuozitate pronunțată.

Catazona se caracterizează printr-o temperatură destul de ridicată (cuprinsă aproximativ între 400—700°). Presiunea hidrostatică (litostatică) este extrem de mare. Stressul este în foarte mare scădere, sau absent. În condiții catazonale acțiunea stressului scade, în timp ce temperatura crește. Condițiile sînt deci mai mult statice. În această zonă, din punctul de vedere al proprietăților fizice, materialele scoarței capătă o plasticitate mai mare. Ca minerale se pot întîlni biotit, hornblendă, piroxen, feldspați, plagioclazi mai bazici, dar sînt persistenți și feldspații alcalini, minerale antistress, fără hidroxil, cu volum specific mic și densitate mare (silimanit, cordierit). Rocile care se întîlnesc de obicei în catazonă sînt gneise, granulite, eklogite, șisturi cu augit și cu olivin etc. toate însă cu caractere structurale în general apropiate de ale rocilor intruzive, însă cu evidentă orientare spațială.

Mai ales, în această zonă, se poate adăuga, după cum s-a spus mai înainte, și influența injecțiilor magmatice. Din această cauză temperatura se ridică și mai mult și pînă la urmă se poate ajunge la valorile și transformările caracteristice metamorfismului de contact, în adîncime. Această tranziție, între cele două tipuri de metamorfism, este adesea dezvoltată în zone cu întinderi regionale și răspîndite în foarte multe complexe geologice cristaline vechi.

Metamorfismul catazonal se produce, după cît se vede, în condițiile unei mari adîncimi. Din această cauză se mai numește și plutonic și poate fi efectuat în general fără, sau cu aportul magmatic.

În primul caz, metamorfismul se recunoaște prin apariția mineralelor antistress și o recristalizare completă cu structuri echigranulare.

În cel de-al doilea caz, recunoașterea este mult mai grea, însă în orice caz, apar cîteodată caractere mixte, care pot da indicații asupra procesului metamorfic, de altfel destul de complicat, în zonele de mare adîncime.

Scanned with OKEN Scanner

În legătură cu caracterele specifice ale zonelor de reacție fizico-chimică, unii autori (Barrow și Tilley) separă zonele de metamorfism pe baza unei serii de minerale, zise indicatoare. Acestea printr-o transformare succesivă delimitează zonele. Astfel de minerale sînt: cloritul, biotitul brun, granatul almandin, staurolitul, distenul și silimanitul.

Avînd în vedere distribuția zonară a metamorfismului în funcție de factorii fizici și chimici față de seria mineralelor indicatoare atunci destul de fidel epizona ar corespunde cu zona cloritului, iar catazona cu zona silimanitului. În ceea ce privește posibilitatea folosirii staurolitului, de la mijlocul seriei, ca mineral indicator pentru mezozonă, aceasta este limitată deoarece s-a dovedit că formarea sa este condiționată, pe lîngă factori de natură fizică, și de un anumit procent de fier în roci.

Cinematica și dinamica metamorfismului de dislocație

În cele ce urmează vom scoate în evidență faptul că stările și transformările pe care le-au suferit rocile preexistente pentru a ajunge în situația șisturilor cristaline actuale se definesc cu ajutorul unor proprietăți legate indisolubil de fizica corpului solid.

După cum s-a văzut, acestea sînt într-adevăr stări și transformări mecanice ale rocilor, determinate în mod esențial de durata și intensitatea fenomenelor geologice de masele inerte cît și de natura și orientarea forțelor ce au acționat asupra lor. Sînt stări și transformări gravitice determinate de proprietățile primitive mecanice în legătură cu masele grele și în sfîrșit sînt stări și transformări termice, determinate de proprietățile primitive mecanice în legătură cu temperatura.

Rocile preexistente, ajunse în situația șisturilor cristaline printr-un complex de fenomene fizice născute în sînul geoidului pămîntesc, au suferit un proces de îndelungată evoluție a caracterelor mineralogice și mai ales ale caracterului textural și structural.

Toate trăsăturile individuale ale rocilor născute printr-un proces de metamorfism de dislocație (dinamotermic) rămîn adesea destul de bine imprimate în texturile și structurile acestor roci.

Scanned with OKEN Scanner

Acestea sînt deci cele mai bune mărturii ce servesc la reconstituirea istoriei geologice a formațiunilor cristaline. Cinematica și dinamica scoarței, punînd la baza metodelor sale de studiu noțiunea de forța corelată cu proprietățile de coeziune, sau cu proprietățile energetice ale corpului solid, sau cu altele de natura celor enumerate mai sus, arată că toate deformările rocilor sînt în mod complex strîns legate de natura și de direcțiile forțelor care au determinat mișcările.

Cercetîndu-se cu diferite mijloace și în special cu ajutorul microscopului corpul solid s-a căutat să se stabilească în mod statistic care au fost urmările lăsate de aceste acțiuni asupra structurii sale interne, asupra izotropiei sau anizotropiei sale, asupra omogenității sau neomogenității sale sau în sfîrșit și asupra altor date de ordin cristalografic, toate însă raportate la elementele structurale macroscopice ușor recunoscute la roci. Astfel de elemente sînt suprafețele de șistuozitate, stratificare, diaclaze, axe de cute, clivaje, suprafețe de faliere sau altele. Evident că, în vederea acestui studiu, este necesară o înregistrare cartografică de teren în foarte bune condiții și de asemenea o măsurătoare a poziției șisturilor cu o mare exactitate. Datele trebuie să fie trecute minuțios chiar pe eșantionul luat din teren care la rîndul lui urmează să fie supus studiului de laborator.

La cristalografia fizică s-a arătat, în cadrul deformațiilor plastice, cum are loc producerea elipsoidului de deformație, sub acțiunea anumitor forțe și cum presiunea orientată (stressul) creează condiții de textură la rocile metamorfice.

Aici, pentru o mai bună înțelegere a condițiilor impuse rocilor de stress, vrem să prezentăm o exemplificare plastică care poate fi foarte ușor experimentată.

Dacă se ia o carte ceva mai groasă și, pe planul corespunzător muchiei late constituit din marginile tuturor filelor cărții, se desenează un cerc (fig. 123), atunci imaginea acțiunii stressului se poate realiza prin împingerea cu mîna a unui colț de carte. Prin această operație se observă mai întîi că cercul desenat pe acest plan astfel constituit se deformează într-o elipsă (elipsoidul stressului, determinat de translația foilor de carte) și apoi că unul din diametrele cercului rămîne nemodificat în orice stadiu al de-

Scanned with OKEN Scanner

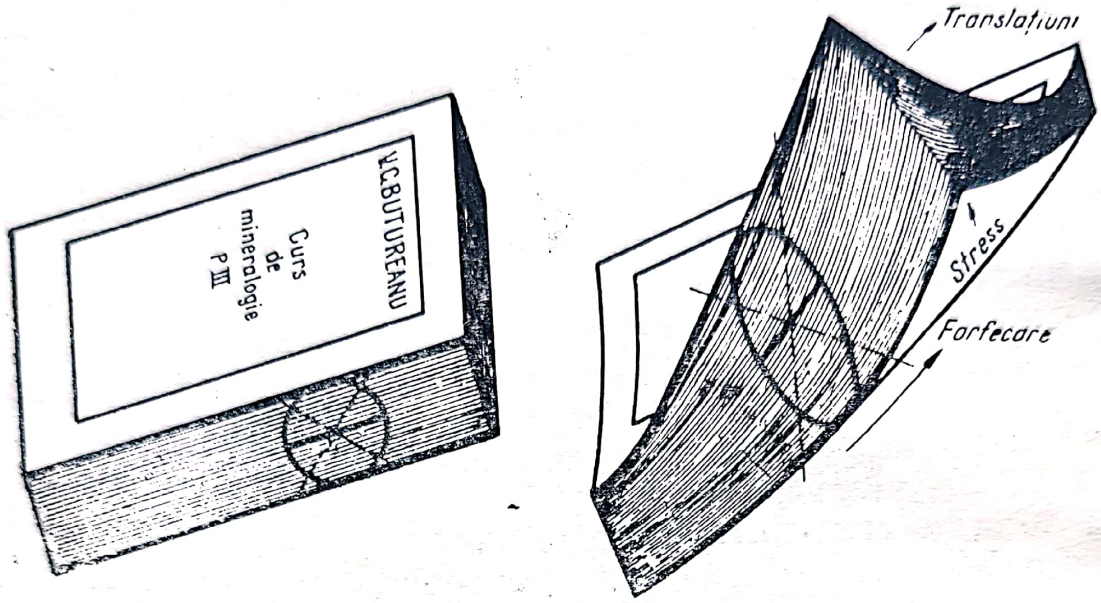


Fig. 123

formării, el avînd același parametru diametral atît în cazul cercului, cît și în cazul elipsei.

În fig. 123 se pun în evidență de asemenea procesele de translație și acțiunea forțelor de forfecare care au direcția chiar în planele de alunecare. În scoarța terestră asemenea acestui proces, astfel modelat, presiunile și tensiunile tectonice sînt în măsură să producă secționarea maselor de roci, după strate, pachete de strate sau lame de diferite grosimi, care pot să alunece în felul acesta unele pe altele, producînd deformări laminare de-a lungul unor sisteme de plane.

Avînd în vedere dinamica și mecanismul acestor procese, se pot distinge deformări laminare omogene care pot avea loc atunci cînd o sferă este transformată într-un elipsoid, iar dreptele rămîn tot drepte, și deformări laminare neomogene în care o sferă ia forme neregulate, iar dreptele devin curbe.

În cazul întîi ca exemplu se poate cita modul de formare al milonitelor cu o evidentă șistuozitate rezultată în urma acestei acțiuni, iar în cel de al doilea caz, formarea cutelor de alunecare ce se pun totdeauna în evidență printr-o alunecare neegală a pachetelor de strate (alternanța de strate rigide, nedeformabile și strate care pot ușor oferi o alunecare). Rezultă de aici că

gradul de deformare al unei roci este oferit de rezultatul tuturor mișcărilor interne diferențiale și că stadiul final al deformării ne poate furniza prin urmare date în legătură cu caracterele bidimensionale (plane) sau direcționale ale mișcării diferențiale și de asemeni în legătură cu orientarea mineralelor agregate.

În scopul unui studiu de amănunt structural petrologic în vederea suprafețelor de șistuozitate, stratificate într-un șist cristalin, este nevoie să se aleagă un sistem de axe de coordonate *a*, *b*, *c* (ca în fig. 124 *a* și *b*). Planul *ab* este planul principal de alunecare, în care axa *a* reprezintă direcția de alunecare iar axa *b* direcția în jurul căreia se efectuează de exemplu orice fel de mișcare liniară, de rotație a cristaloblastelor sau de cutare a suprafețelor de rocă. Perpendicular pe cele două axe *a* și *b* se găsește axa *c*, perpendiculară deci și ea pe planul *ab*.

Rezultă din fig. 124 că planul de alunecare *ab* este planul de șistuozitate. Acesta a mai primit și numele de plan de foliație. Direcția *b* din același plan se mai numește și direcția principală de liniație.

Se consideră că suprafețele de desfacere a rocilor după anumite suprafețe paralele nu trebuie să fie numaidecît paralele cu suprafețele de stratificație. Se arată chiar că foliația este o calitate generală a rocilor indiferent dacă orientarea ei este determinată de o stratificație inițială adică de o sedimentare originară sau de o șistuozitate datorită forțelor tectonice sau în sfîrșit de alte cauze.

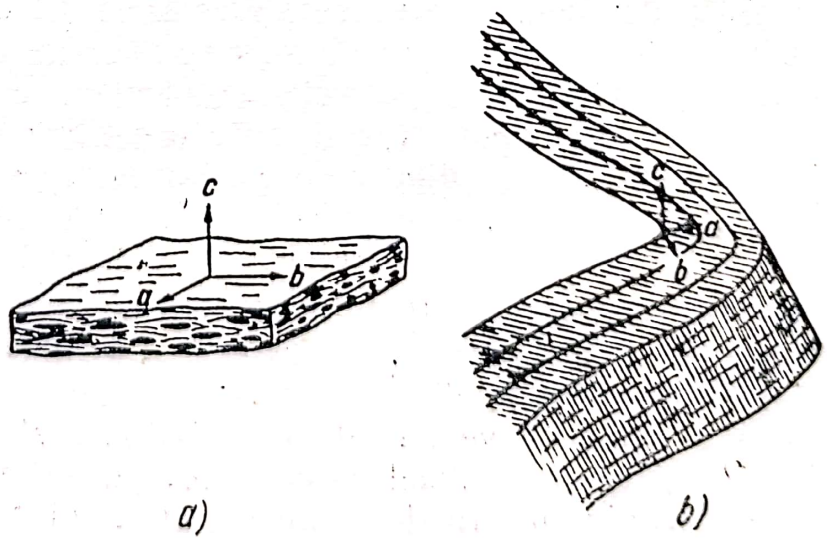


Fig. 124 *a)* *b)*

În tot cazul din punct de vedere practic trebuie știut că foliația este determinată de o aranjare paralelă a componentelor mineralogice ale rocii cu aspect folios (de exemplu micele), iar liniația este dată de o aranjare ordonată a componentelor mineralogice cu aspect alungit (de exemplu a mineralelor prismatice sau chiar a unor minerale relicte pe care metamorfismul le-a alungit).

Liniația, în determinările de petrologie structurală, prezintă o deosebită importanță deoarece coincide cu axa *b* a sistemului rectangular ales, iar acesta coincide și cu axa texturii principale deci și cu axa cutării, ce apare astfel evidentă în teren. Rocile pot avea suprafețe de foliație cu diferite aspecte de exemplu: plane, mai mult sau mai puțin ondulate sau chiar foarte ondulate, încrețite și gofrate.

Mai sus s-a arătat că printre elementele structurale bine recunoscute macroscopic la roci și cu mare importanță în analiza petrologică structurală sînt și diaclazele. Acestea apar, în tot felul de roci, segmentîndu-le în diferite direcții și creînd astfel suprafețe de discontinuitate în interiorul lor fără însă a produce vreo deplasare a bancurilor de roci. Diaclazele se dezvoltă de obicei pe suprafețe plane care pot varia în limite foarte largi.

Într-un proces de mișcare la care iau parte mai multe mase de roci se constată că fiecare dintre acestea au diaclazele lor caracteristice. Acestea sînt diaclazele de rocă. Altele aparțin unui fenomen local, de exemplu cutării unui strat. Acestea sînt diaclazele locale. În sfîrșit diaclazele pot trece peste mai multe mase deosebite de roci. Acestea sînt diaclazele regionale.

Direcția și înclinarea diaclazelor se măsoară cu ajutorul busolei geologice. În raport cu direcția cutelor sau cu alte direcții tectonice, diaclazele pot avea diferite orientări; astfel pot fi: diaclaze longitudinale, diagonale și transversale. Cînd roca apare stratificată se întîlnesc de obicei diaclaze perpendiculare pe planul de stratificare și chiar rețele de diaclaze.

Aceste crăpături în roci, după felul lor de prezentare, pot fi cu pereții neîndepărtați, cu pereții îndepărtați sau, în sfîrșit, cu pereții lunecați unul pe altul.

Din punctul de vedere al genezei diaclazelor se disting: diaclaze de tensiune și diaclaze de forfecare. Primele se datoresc fie scăderii volumului rocilor care își au originea într-o scădere a

temperaturii (rocile efuzive, de exemplu bazalte), fie uscării (rocile sedimentare, de exemplu argile), fie altor cauze.

Diaclazele de forfecare se datoresc unor cupluri de forțe sau compresiuni (mai ales tectonice).

Cînd diaclazele se repetă avînd aceeași direcție, același caracter, aceeași origine și vîrstă, ele constituie un sistem de diaclaze. La roci se întîlnește cel puțin un sistem de diaclaze principale, dar frecvente sînt două sau trei sisteme. Dintre acestea, un sistem sau două sînt mai bine dezvoltate. Unghiul diedru dintre două sisteme de diaclaze poate fi oricare. Diaclazele au fost crăpăturile prin care au putut străbate soluțiile juvenile, depunînd minereuri filoniene. Pe lîngă faptul că ele oferă importante posibilități economice (exploatări, cariere, tuneluri etc.) un studiu al diaclazelor ne dă posibilitatea să identificăm direcțiile de acțiune a forțelor tectonice.

Înscrierea unui mare număr de măsurători de diaclaze pe anumite diagrame (tectonograme), care folosesc o rețea, cu proiecție stereografică, permite un studiu statistic de pe urma căruia se pun în evidență direcțiile preferențiale de diaclaze cu importanță deosebită atît din punct de vedere teoretic cît și practic.

Desigur că un studiu detaliat, în special de orientare, al elementelor structurale și texturale macroscopice ce se ivesc în teren, corelat cu elementele de deformație elastică și plastică sau cu cele cristalografice observate sub microscop la componentele mineralogice ale rocii, sau cu structurile și texturile lor, sînt în măsură să ne ofere, de multe ori, ample posibilități de descifrare a dinamicii și cinematicii scoarței terestre.

Cunoscînd pe cît posibil din teren orientarea elementelor macroscopice ale eșantioanelor: fisurile, liniația, clivajul, axele de cute etc., se taie secțiuni microscopice pentru studiu, în așa fel orientate încît secționarea lor să fie făcută în funcție de direcțiile axelor *a*, *b*, *c*.

Se caută apoi să se stabilească, cu ajutorul platinei Fedorov, orientarea mineralelor față de unele caractere de exemplu optice (axul optic), de coeziune (clivaj), sau altele, ale unor cristale, de pildă ale cuarțului, calcitei sau ale micelor.

Polii unor astfel de caractere optice sau de coeziune, sau în sfîrșit ale altor elemente morfologice ale cristalelor (însumînd

Scanned with OKEN Scanner

bineînțeles un număr destul de mare de determinări), se proiectează după metoda Lambert, pe o rețea Schmidt * foarte puțin deosebită de rețeaua Wulf. Se obține o diagramă a polilor care, în cele din urmă, se transformă printr-o operație statistică într-o diagramă a isoliniilor, care închid zone cu o aceeași densitate a polilor.

Felul cum se distribuie densitatea polilor pe această diagramă este de o mare importanță deoarece această distribuție, prezentînd un anumit tip de simetrie, este pusă în legătură cu unele elemente de dinamică și cinematică a rocilor aparținînd în special elipsoidului de deformare.

Din acest punct de vedere unele roci denumite tectonite *S* se caracterizează prin plane *S* (dd_1) bine puse în evidență, o liniație foarte slabă sau chiar absentă și o textură evidențiată printr-o densitate a polilor.

Altele, denumite tectonite *B*, prezintă un paralelism pregnant al componentelor structurale în raport cu axa invariată *b*. Altele, denumite tectonite *R*, arată o rotire a componentelor mineralogice în jurul aceleiași axe *b*.

Fără îndoială că reconstituirea proceselor de cinematică și dinamică ale scoarței necesită un studiu mineralogic și petrografic amănunțit și exact. Interpretarea diagramelor rezultate de pe urma acestor studii nu este însă totdeauna ușor de făcut. În acest scop este necesar o bună cunoaștere a fizicii corpului solid și mai cu seamă, după cum rezultă din cele de mai sus, a simetriei acțiunii fizice cauzale, precum și legătura dintre cristalizare (metamorfism) și solicitarea tectonică (cristalizare pretectonică, paratectonică sau posttectonică).

Originea șisturilor cristaline

Metamorfismul de dislocare poate afecta atît rocile magmatice cît și rocile sedimentare, producîndu-le puternice transformări. Adesea, în urma acestui metamorfism, caracterele structurale și texturale ale rocilor pot fi șterse complet prin fenomene di-

* În acest scop se poate folosi și proiecția stereografică servindu-ne de rețeaua Wulf. În ultima vreme însă se folosește mai mult această metodă deoarece ea oferă avantajul că oricare ar fi poziția unor arii de aceleași mărimi în spațiu ele dau aceleași proiecții.

namice, sau de recristalizare, încît roca poate prezenta, în cele din urmă, o acomodare perfectă la condiţiile fizice de temperatură şi presiune, sub care s-a efectuat metamorfismul. Indicaţii asupra originii rocilor intrate în metamorfism, de cele mai multe ori sînt foarte greu de obţinut; ne mai pot da însă informaţii, în unele cazuri, structurile şi texturile relicte, dacă există, sau în alte cazuri analizele chimice corelate cu observaţiile microscopice, prin determinarea compoziţiei mineralogice şi chimice a rocii originare.

Astfel, un gneis, care la analiza chimică va arăta un exces de aluminiu, iar din punct de vedere mineralogic, prin studiu microscopic va pune în evidenţă un conţinut mai mare de mice, va indica o origine „sedimentară" a rocii.

Dacă din contra, analiza chimică va arăta un conţinut mare de alcaline, iar pe de altă parte, studiul microscopic va pune în evidenţă mult feldspat, cuarţ şi mai puţin mică, atunci se poate conchide asupra unei origini „magmatice" a rocii.

Dacă originea rocii este să spunem oarecum dovedită, atunci se indică prin prefixul *orto* (de exemplu ortoşisturi) cele de origine magmatică şi prin prefixul *para* (de exemplu paraşisturi) cele de origine sedimentară.

Însă originea unei roci nu se determină întotdeauna chiar atît de uşor, deoarece un gneis poate proveni atît dintr-o rocă magmatică, de exemplu dintr-un granit, cît şi dintr-o rocă sedimentară, de exemplu dintr-un şist argilos.

Pentru a ne face o idee de felul cum pot fi transformate rocile magmatice şi sedimentare, în condiţiile fizico-chimice zonare, ale metamorfismului de dislocaţie, din tabelul VIII se poate vedea, în mod sumar, cum se ajunge la acelaşi tip de rocă atît dintr-una eruptivă cît şi dintr-una sedimentară. Tabloul cuprinde de asemenea şi caracterele fizico-chimice şi mineralogice ale zonelor de metamorfism cît şi transformările retromorfe ale mineralelor timpomorfe (specifice condiţiilor zonare respective).

Datele ce servesc pentru determinarea caracterelor celor trei zone de metamorfism nu sînt totdeauna aplicabile în studiul terenului. Firește că în natură se întîlnesc şi cazuri, unde criteriile de mai sus nu permit să ne pronunţăm, în mod hotărît, asupra originii rocilor. Problema cere însă atunci alte studii mai detaliate şi de mai lungă durată.

Scanned with OKEN Scanner

Cînd o rocă, în cursul istoriei sale geologice, a fost supusă de mai multe ori unor procese de transformări metamorfice, se spune că roca a suferit un proces evolutiv polimetamorfic. Adesea asupra efectului polimetamorfic este destul de greu să ne pronunțăm, afară de cazul cînd roca prezintă anumite caractere relicte sigure, care să ne lămurească asupra situației sale istorico-geologice dar care, bineînțeles, n-au fost estompate de procesele ultimului metamorfism. Din punctul de vedere al desăvîrșirii transformărilor metamorfice se pot distinge: în primul rînd *roci de echilibru**, adică roci, în care reacțiile metamorfismului s-au terminat, ceea ce înseamnă că trăsăturile caracteristice, care provin din trecutul ei istoric, s-au șters, și în al doilea rînd *roci de neechilibru*** în care, pe lîngă unele părți ce s-au acomodat la condițiile noi, se mai găsesc și altele care nu s-au acomodat și care încă mai pot prezenta caractere originare, sau poate ale altui metamorfism anterior.

Se poate întîmpla de asemenea, ca fenomenele metamorfice rezultate inițial, printr-un metamorfism efectuat într-o zonă cu temperaturi și presiuni ridicate, să fie șterse și înlocuite prin noi caractere metamorfice, specifice, de data aceasta, unei zone în care presiunea și temperatura au fost mai scăzute. Aceste condiții fizice (circulații de substanțe fluide etc.), de fapt contribuie în largă măsură la aceste transformări regresive cu acțiuni catalitice. În cazul acesta avem de-a face cu *procese diaftoritice* (metamorfism retrograd sau retromorfism) (vezi tab. VII).

Clasificarea rocilor metamorfice

Clasificarea rocilor metamorfice constituie, ca de altfel și clasificările celorlalte roci, eruptive și sedimentare, o problemă tot atît de complicată, sau poate mai complicată decît clasificarea acestora.

S-ar putea spune chiar că, în acest scop, nu se poate aplica nici unul din criteriile de care ne servim în clasificarea celorlalte mari

---

* Aceste roci se mai numesc tipomorfe pentru condițiile respective și în mod sigur nu ne mai pot furniza date asupra trecutului său istorico-geologic.

** Aceste roci ne mai pot da indicații și asupra trecutului lor istorico-geologic.

Scanned with OKEN Scanner

tipuri de roci, eruptive și sedimentare, deși originea rocilor metamorfice poate să aparțină ambelor tipuri.

Considerăm însă, că dacă în vederea acestei clasificări, se ține seama, în primul rînd, de componența mineralogică (principală și secundară) în funcție de factorii fizici presiune (p) și temperatură (T), importanți din punctul de vedere al transformărilor efectuate în diferite tipuri și zone de metamorfism și, în al doilea rînd, de textura rocilor metamorfice, se poate totuși ajunge la o clasificare destul de simplă.

În vederea acestei clasificări este necesar să se aibă în vedere cîteva observații, care au rezultat din cele expuse pînă aici în ceea ce privește transformările metamorfice. Astfel, la temperaturi ridicate au loc mai întîi transformări efectuate în cadrul metamorfismului de contact (700—800°C) pentru ca mai sus, la temperaturi și mai ridicate, să se intre în domeniul temperaturilor magmatice.

Deasupra și dedesubtul curbei de reacție (din fig. 120), dintre cele patru faze (SiO_2 — $CaCO_3$ — $[Si_2O_6]Ca_2$ — CO_2) se disting (marcat prin —·—·) limitele zonei de transformări metamorfice de orice natură.

Limita inferioară se situează în domeniul temperaturilor scăzute cu presiuni variabile, oarecum asimptotice cu axa $x(p)$, iar cea superioară la temperaturi înalte, dar constante și presiuni variabile, în același mod asimptotic. În interiorul acestor limite, se situează tipul de metamorfism efectuat în aureola de contact precum și tipul de metamorfism complex cu zonele sale respective.

Metamorfismul de contact, în partea internă a aureolei (de contact), corespunde sau se confundă cu limitele în care se efectuează transformările catazonale ale tipului de metamorfism complex (fig. 120).

De asemenea, mai trebuie luate în considerație următoarele două criterii: componența mineralogică a rocilor metamorfice, precum și texturile lor.

În ceea ce privește primul criteriu de clasificare, componența mineralogică include și factorii structurali: cataclastic, cristaloblastic (grano- și porfiroblastic, lepidoblastic etc.) și relict, condiționați de transformările metamorfice.

Astfel structurile cataclastice indică prezența proceselor mecanice (distructive) provocate de metamorfism, structurile cristalo-

Scanned with OKEN Scanner

blastice (grano- și porfiroblastice) indică prezența proceselor efectuate în timpul metamorfismului (de contact, sau complex); structurile relicte indică procese ce au avut loc înaintea metamorfismului rocii, păstrate și după efectuarea acestuia.

De asemenea, componența mineralogică cuprinde, în mod general, asociațiile de minerale principale și secundare ale rocilor, în funcție de compoziția chimică inițială condiționată apoi de factorii fizici presiune și temperatură, manifestați în timpul metamorfismului.

În zona inferioară a aureolei de contact este de amintit faptul că condițiile sînt identice, sau aproape identice cu cele existente în catazona metamorfismului dinamic.

În ceea ce privește cel de-al doilea criteriu de clasificare, textura, și în special cea paralelă, este de obicei caracterul cel mai specific și urmarea cea mai importantă produsă de metamorfismul complex.

Apariția texturii paralele ține de fapt de procesele de deformare și de recristalizare și depinde, după cum s-a mai arătat, de condițiile de presiune sub care se formează.

Mai sus s-a arătat că unele concluzii rezultate de pe urma observațiilor experimentale au devenit „de facto" chiar principii texturale. Astfel, s-a remarcat că, dacă stressul acționează asupra unei granule izometrice de mineral, se pot deosebi o direcție de presiune maximă și una minimă, perpendiculare una pe alta. Ca o urmare, s-a constatat apoi că, în direcția presiunii maxime are loc și scăderea temperaturii de topire și deci și solubilitatea maximă. Acest fapt are o deosebită importanță deoarece presiunea maximă ce se exercită asupra unei părți a cristalului face ca ionii sau atomii din acea parte să fie îndepărtați și depuși în cealaltă parte a cristalului, unde se exercită presiunea minimă.

Consecința texturală care rezultă din acest fapt este că, dacă un cristal izometric este supus transformărilor metamorfice, atunci acesta, sub influența stressului, este dizolvat mai ușor de către soluțiile mediului înconjurător în direcția presiunii maxime. Soluția devenind suprasaturată, cristalul va crește mult mai ușor tocmai în direcția presiunii minime. Deci cristalul se va alungi în această direcție.

Scanned with OKEN Scanner

Stressul, exercitîndu-se astfel tot timpul și asupra celorlalte cristale componente ale rocii și procesul acționînd în același sens, este ușor de înțeles acum cărui fapt se datorește aspectul alungit și lamelar al granulelor care constituie roca, dar care, bineînțeles, nu au trecut peste anumite limite de rezistență.

Dacă la aceste principii se mai adaugă și altele, cunoscute deja, și anume cele care privesc recristalizarea intensă pe planele de alunecare, în sensul că granulele cresc mai ușor în direcția de alunecare provocată de stress, atunci este și mai ușor de înțeles textura paralelă, șistoasă, lamelară sau foioasă a rocilor metamorfice.

De subliniat că fenomenele distructive pot avea ca urmare o recristalizare, deci un fenomen constructiv.

Concepția apare ca o contradicție ce subzistă în sînul unei cauze urmată de efectul ei.

Caracterul practic al acestui principiu de clasificare rezultă clar din tabelul VIII unde se observă ușor și alte relații ca de exemplu: relații dintre compoziția chimico-mineralogică și factorii fizici, relații dintre factorul mecanic și textură, sau relații dintre metamorfismul catazonal și cel de contact termic.

Faciesurile metamorfice. În ultimă vreme se utilizează, pentru explicarea și clasificarea proceselor metamorfice, noțiunea de facies (mineralogic și petrografic). La această noțiune s-a ajuns din observarea relațiilor, cu caracter de interdependență, ce se stabilesc între factorii chimici și componentele mineralogice în funcție de presiune și temperatură. Acești factori, după cum s-a și văzut, sînt tocmai aceia care au o deosebită importanță, atît în formarea cît și în transformarea mineralelor în cadrul proceselor metamorfice.

Noțiunea de facies include frecvent, în scopul unei mai bune precizări a gradului metamorfic, pe lîngă componența mineralogică și factorii geometrici (structuri, texturi), adesea chiar și unele particularități mecanice ale mineralelor și rocilor.

Faciesul mineralogic se caracterizează întîi prin ceea ce se numește *minerale tipomorfe*, stabile în aceleași condiții de presiune și temperatură, specifice fiecărei zone de transformări dar care se pot afla și în alte faciesuri și în al doilea rînd prin minerale critice formate numai în anumite faciesuri mineralogice, iar în altele instabile.

Scanned with OKEN Scanner

Fiecare facies petrografic caracterizează anumite zone, în cadrul cărora rocile care iau naștere, în urma metamorfismului, corespund unor transformări de natură fizică sau mineralogică ce se efectuează în limitele acelorași temperaturi și presiuni independent de compoziția lor chimică. Mai pe scurt, s-ar putea spune că un facies metamorfic este determinat de condițiile fizice, bine definite, la care sînt supuse toate rocile, indiferent de compoziția lor chimică, dar care și-au atins echilibrul lor chimic în aceste condiții denumite izofizice.

De exemplu șisturile clorito-actinolitice cu albit și epidot se găsesc încadrate în același facies (izofaciale sau izogene) (al șisturilor verzi) cu șisturile clorito-calcitice cu albit și epidot și de asemenea și cu unele argilite metamorfozate, însă în al căror conținut mineralogic se găsește clorit, muscovit și cuarț.

Aceste roci s-au transformat în același interval de temperatură și presiune (de altfel ambii factori, destul de scăzuți), deși primele două tipuri de roci au provenit prin metamorfismul unor roci eruptive bazice, iar ultimele din roci argiloase (deci de natură sedimentară).

Numai din acest simplu exemplu se desprinde imediat constatarea că noțiunea de facies cuprinde, în cîteva grupe mari, roci de diferite origini, însă care în ultimă analiză, indiferent de alcătuirea mineralogică inițială, dar cu un chimism asemănător, s-au transformat în roci care, datorită acelorași condiții de presiune și temperatură, se caracterizează prin aceleași minerale numite critice pentru domeniile zonelor de metamorfism, epi, mezo și catazonale (de exemplu din argile ca și din granite în zonele profunde de metamorfism rezultă gneise). În general un facies cuprinde rocile care, corespunzînd unei aceleiași compoziții chimice globale, au aceeași compoziție mineralogică, rezultînd de aici că în funcție de compoziția chimică se modifică sistematic și compoziția mineralogică.

Luînd în considerație relațiile chimico-mineralogice care se stabilesc în același facies mineralogic, paragenezele minerale se pot reprezenta calitativ și cantitativ printr-o diagramă în care parametrii chimici rezultați din analiza chimică se notează cu simbolurile: A, C, F [A = cantitatea de Al_2O_3 (eventual, Fe_2O_3) — ($K_2O + Na_2O$); C = cantitatea de CaO (neprinsă de CO_2) și F = cantitatea de (Mg + Fe + Mn)O; suma $A + C + F = 100$].

Scanned with OKEN Scanner

Simbolurile *A*, *C*, *F*, se repartizează la colţurile unui triunghi echilateral denumit triunghiul *A C F*

Pentru a scoate în evidenţă şi mai bine relaţiile paragenetice existente, în cadrul unui facies şi pe cele interfaciale, am suprapus triunghiurile *A C F* considerînd însă comun colţul *C* (fig.125).

Prin această suprapunere triunghiurile şi-au pierdut caracterul de echilateralitate, dar dacă se păstrează parametrul de $1/n$ (în care $n = 1, 2, 3$ sau 4), se capătă aceleaşi proporţii dintre componentele vîrfurilor. Această reprezentare evidenţiază variaţia vîrfurilor *A* şi *F* cu natura transformărilor epi, mezo şi catazonale, precum şi variaţia altor minerale, ca de exemplu natura granaţilor în funcţie de faciesuri, zona amfibolică cuprinsă numai în cîmpul triunghiurilor 3, 4, 5, sau îmbinarea faciesurilor şisturilor verzi cu faciesul amfibolit-epidot cu albit sau altele.

De remarcat că noţiunea de facies simplifică, pe de o parte, numărul mare de numiri acordate rocilor metamorfice, iar pe de altă parte, lămureşte asupra faptului că în starea finală, compoziţia mineralogică a rocilor unei formaţii metamorfice depinde de compoziţia chimică a rocilor iniţiale.

În general, s-au separat faciesuri corespunzătoare metamorfismului de contact termic şi faciesuri corespunzătoare metamorfismului de dislocaţie. În cadrul metamorfismului de contact termic se cunoaşte faciesul sanidinic, caracterizat printr-o temperatură foarte ridicată, presiune hidrostatică mică şi stress absent. Se întîlneşte în natură la rocile efuzive cu enclave.

Faciesul piroxeno-cornean, cu aproximativ aceleaşi caractere fizice şi faciesul cordierit-antofilit se caracterizează printr-o temperatură şi o presiune hidrostatică moderate. De fapt acesta din urmă aparţine faciesului amfibolic (caracteristic metamorfismului de dislocaţie) (fig.125) sub forma unui subfacies.

În cadrul metamorfismului de dislocaţie se cunosc şapte faciesuri principale, care se repartizează zonelor de metamorfism epi-, mezo- şi cata-, conform fig. 126, în funcţie de factorii fizici temperatură şi presiune hidrostatică mereu crescînde. Astfel: faciesul şisturilor verzi, aparţinînd epizonei, este domeniul în care transformările rocilor se fac condiţionate de factorii presiune şi temperatură, cu valori scăzute, însă în parte sub influenţa stressului (variabil). În acest facies deformaţiile ocupă un loc mai însemnat

Scanned with OKEN Scanner

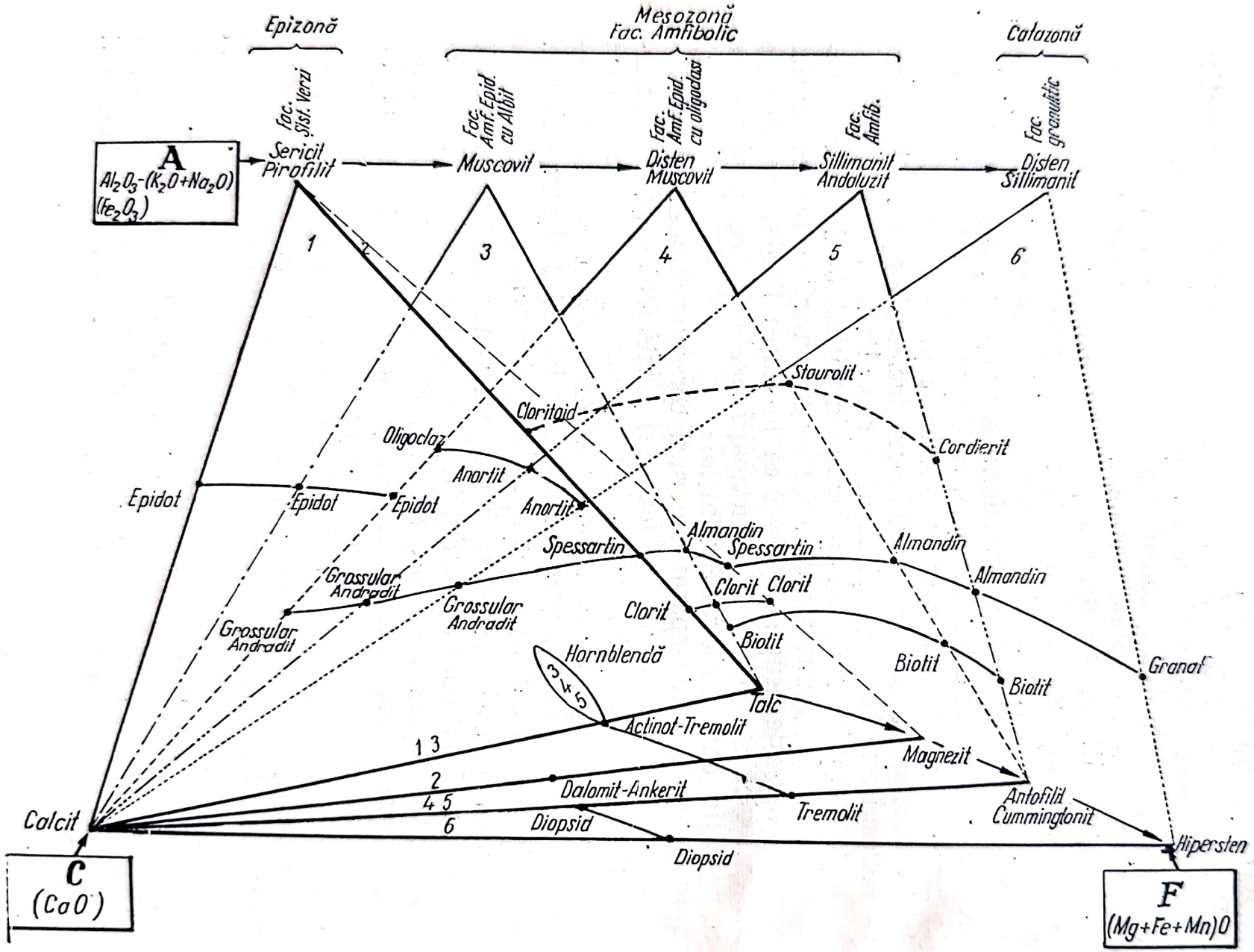

Epizonă
Mesozonă
Fac. Amfibolic
Catazonă
fac. Sist. Verzi
Fac. Amf. Epid. cu Albit
Fac. Amf. Epid. cu oligoclaz
fac. Amfib.
fac. granulitic
A
$Al_2O_3-(K_2O+Na_2O)$
(Fe_2O_3)
Sericit Pirofilit
Muscovit
Disten Muscovit
Sillimanit Andaluzit
Disten Sillimanit
1
3
4
5
6
Staurolit
Cloritoid
Cordierit
Oligoclaz
Anortit
Epidot
Epidot
Epidot
Anortit
Almandin
Spessartin
Spessartin
Almandin
Almandin
Grossular Andradit
Clorit
Clorit
Grossular Andradit
Grossular Andradit
Clorit
Biotit
Hornblendă
Biotit
Biotit
Granat
Talc
Actinot-Tremolit
1 3
Magnezit
2
Dalomit-Ankerit
4 5
Tremolit
Antofilit Cummingtonit
Calcit
6
Diopsid
Diopsid
Hipersten
C
(CaO)
F
(Mg+Fe+Mn)O

Fig. 125

decît recristalizările. Aici își găsesc locul filitele și cloritoșisturile, care sînt rocile tipice ale faciesului, apoi epidotitele cît și rocile cataclazate și șistoase provenite din metamorfismul rocilor eruptive.

Faciesul amfibolic, cu toate aspectele sale, aparținînd în întregime mezozonei, este domeniul în care transformările rocilor se fac condiționate de temperaturi și presiuni medii, în parte și sub influența unui stress puternic. Astfel sînt șisturile amfibolice, amfibolitele, micașisturile, în parte gneisele, marmurele și cuarțitele.

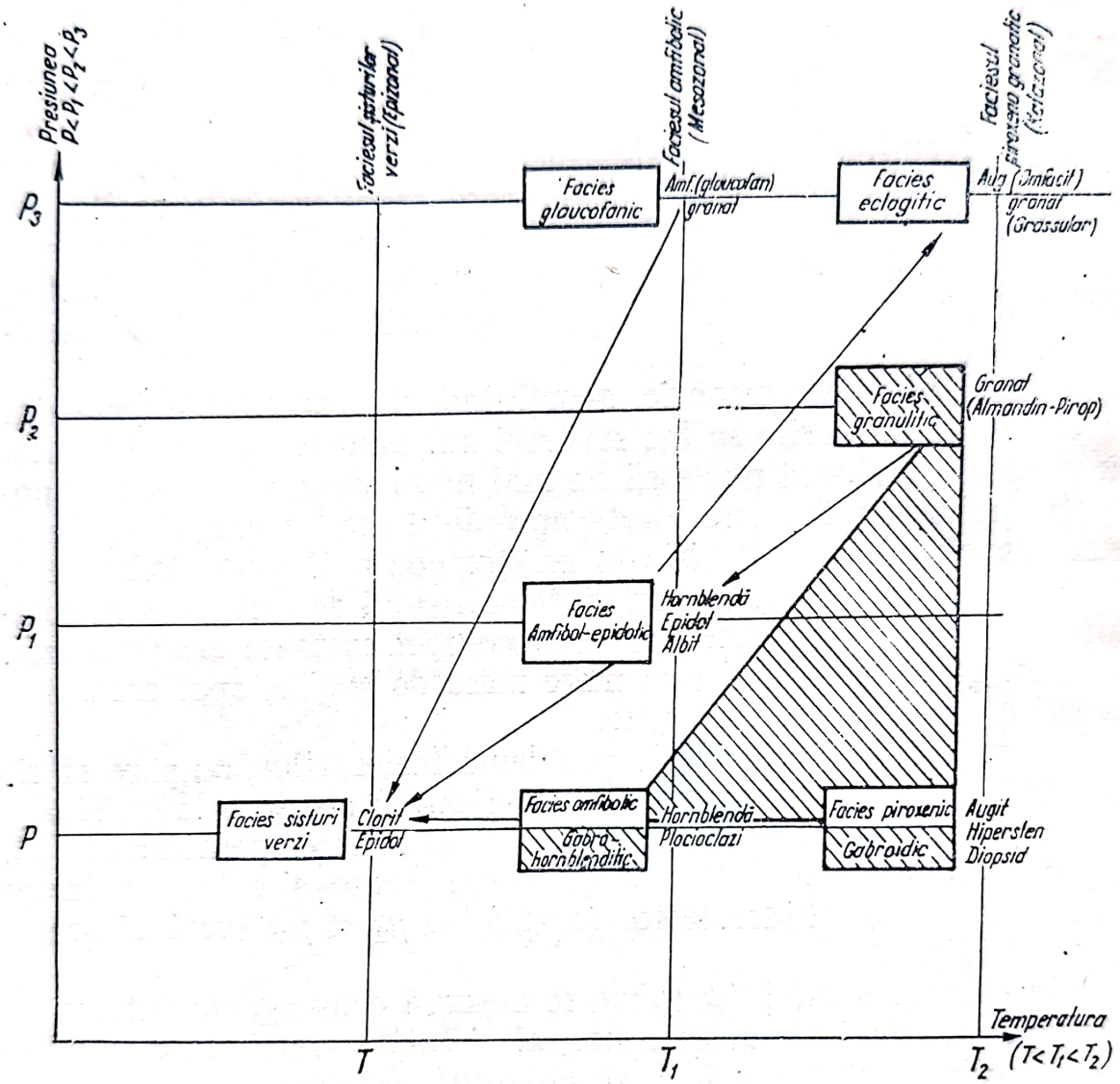
Faciesul piroxeno-granatic, aparținînd catazonei, este domeniul în care transformările se fac sub regimul unei temperaturi înalte, în timp ce presiunea poate să fie mai mare sau mai mică. Componența mineralogică este foarte apropiată rocilor eruptive. Metamorfoza chimică predomină și se efectuează într-un regim lent, pe întinderi regionale, în care metamorfismul de dislocație se combină, de fapt, cu metamorfismul de contact cu toate urmările sale. Aici își găsesc locul cea mai mare masă de gneise, apoi granulite, eclogite, marmure și cuarțite.

Pentru a ilustra orientativ problema faciesurilor, nu pare să fie lipsită de interes încercarea de repartizare a acestora la un sistem de axe rectangulare în care pe axa x să notăm temperatura (T, T_1, T_2) critică în zonele de transformări epi-, mezo- și catazonă, iar pe axa y presiunile hidrostatice ($p < p_1 < p_2 < p_3$) (vezi diagrama din fig. 126).

Din studiul acestei diagrame se observă convergența tuturor faciesurilor către faciesul epizonal, al șisturilor verzi, în care mineralele critice sînt cloritul și epidotul. Această observație este perfect corelabilă cu observațiile care rezultă din tabelul VIII, în care se dau transformările mineralelor și rocilor primare și secundare intrate în domeniul metamorfismului.

Se mai observă divergența de la faciesul epizonal, al șisturilor verzi, către faciesul amfibolitic al temperaturii critice din mezozonă (T_1), cu presiuni variabile ($p < p_1 \ll p_3$) și mai departe către catametamorfoză cu ($T_2 > T_1$) și cu presiunile ($p \ll p_2 < p_3$).

Faciesul piroxeno-granulitic (catazonal) se poate caracteriza, după cum s-a mai arătat, printr-o temperatură mare și o presiune



Schema distribuției și denumirii faciesurilor în funcție de Presiune și Temperatură cu mineralele critice ale fiecărui facies.

Fig. 126

mică (constantă) (T_2, p) sau printr-o temperatură mare (constantă) și o presiune mare (T_2, p_3) (injecții, migmatitizări etc.).

Din diagramă mai rezultă de asemenea și relațiile care se stabilesc între faciesurile rocilor eruptive și metamorfice, remarcate prin triunghiul hașurat. Colțurile sale sînt marcate prin faciesurile granulitic (acid), gabroidic (bazic) [temperatură constantă

presiuni variabile (T_2, p_1—p_2)] și gabrohornblenditic (neutru) [temperatură și presiune constante (T_1, p)].

Din studiul diagramei mai rezultă de asemenea și alte concluzii importante, de ordin chimico-mineralogic, privind transformările metamorfice cu ajutorul soluțiilor sau în stare solidă. De asemenea mai rezultă că unele faciesuri ca de exemplu faciesul glaucofanic și cel eclogitic caracterizează regiuni ale diagramei în care presiunile sînt foarte mari. În legătură cu aceste faciesuri, unii autori atribuie formarea lor acțiunilor de natură metasomatică, nu presiunilor înalte.

Relevăm de asemenea faptul că s-a încercat echivalarea acestor faciesuri cu stadiile de consolidare magmatică în funcție de temperatură și presiune astfel:

Faciesurile catazonale echivalente cu faza lichid-magmatică	Faciesurile mezozonale echivalente cu faza pegmatitică	Faciesul epizonal echivalent cu faza hidrotermală

Zăcăminte de minerale utile

O dată cu transformările fizico-chimice pe care le suferă rocile, cu ocazia efectuării proceselor metamorfice se pot produce uneori și concentrații de minerale utile de mare importanță economică. Astfel, în cadrul metamorfismului de contact, se pot produce, după cum de altfel s-a și arătat, concentrații de magnetit (mai ales în calcare). Așa este de exemplu cazul zăcămintelor din Banat de la Ocna de Fier sau al asbestului, care apare sub formă de filonașe în serpentinele din Banat, provenite din transformarea rocilor peridotitice, sau al minereurilor complexe de la Băița Bihorului.

În cadrul metamorfismului de dislocație, au luat naștere importante zăcăminte de mangan (rodocrozit, rodonit), prin metamorfozarea unor depozite de natură sedimentară. Așa este cazul zăcă-

Scanned with OKEN Scanner

mintelor din regiunea Iacobeni — Vatra Dornei, din Bucovina (epizonă), a celor de la Delinești, din Banat sau a celor de la Răzoare la nord-est de Baia Mare, precum și al zăcămintelor de fier (siderită, magnetită, hematită), de la Teliuc-Ghelar (munții Poiana Ruscă) provenite prin metamorfozarea unor depozite sedimentare, feruginoase.

Concentrații de grafit apar în șisturile din Carpații Meridionali (Novaci-Polovraci), iar concentrații de talc în cristalinul din Poiana Ruscă (Cerișor).

Scanned with OKEN Scanner

Bibliografie

1. Barth T., *Theoretical Petrology*, New York, 1952
2. Barth T., Correns C. W., Eskola P., *Die Entstehung der Gesteine*, Berlin, 1939
3. Beliankin S. D., Petrov V. P., *Kristalloptika*, Moscova, 1951
4. Betehtin A. G., *Curs de mineralogie*, Ed. tehnică (traducere din lb. rusă), Bucureşti, 1953
5. Billings M., *Structural Geology*, Englewood Iff's, 1956
6. Bokîi G. B., *Vvedenie v kristalohimia*, Izdatelstvo Moskovkogo Universiteta, 1954
7. Bowen N., *The evolution of igneous rocks*, Princeton, 1927
8. Bragg W. L., *Atomic structure of minerals*, New York, 1937
9. Bragg W. L., *The Cristalline state*, vol. I, A general-Survey, London, 1949
10. Buţureanu V. C., *Curs de mineralogie*, Iaşi, 1924-1928
11. Buerger M. J., *Elementary Cristallography. An introduction to the Fundamental Geometrical features of Crystals*, New York, 1956.
12. Clark G. L., *Applied x-rays*, London, 1955
13. Codarcea Al., *Mineralogie*, vol. I, Cristalografie, Ed. Academiei, Bucureşti, 1965
14. Cloos H., *Einführung in die Geologie*, Berlin, 1936
15. Daly R., *Igneous rocks and the depths of the earth*, New York, 1933
16. Dana S., Ed. and Ford. Ewill, *A Textbook of Mineralogy*, New York, 1932
17. Deer, Howie and Zussman, *Rock-Forming Minerals*, Longmans vol. I—IV, London, 1960, 1963
18. Eskola P., *Kristalle und Gesteine*, Wien, 1946
19. Evans R. C., *Einführung in die Kristallchemie*, Leipzig, 1954
20. Evans J. W. and Davies G. M., *Elementary cristallography*, London, 1940
21. Fersman A. E., *Geochemische Migration der Elemente*, Halle, 1929
22. Fischer E., *Einführung in die Geometrische Kristallographie* — Akademie-Verlag, Berlin, 1956

Scanned with OKEN Scanner

Redactor resp. de carte : DINU IOANIȚIU-NECHITA
Tehnoredactor : MIRCEA NASTA

Dat la cules 28.10.1966. Bun de tipar 19.04.1967. Apărut 1967. Tiraj 4000+130+40 ex. legate. Hîrtie scris I A. 80 g/m². Format 61×86/16. Coli editoriale 21,51. Coli tipar 22,75 + 8 planșe. A. 13362. Indici de clasificare zecimală : pentru bibliotecile mari 548, pentru bibliotecile mici 548.

Tiparul executat sub comanda nr. 4041, la Întreprinderea Poligrafică „13 Decembrie 1918", str. Grigore Alexandrescu nr. 89—97, București, Republica Socialistă România

132?

Scanned with OKEN Scanner

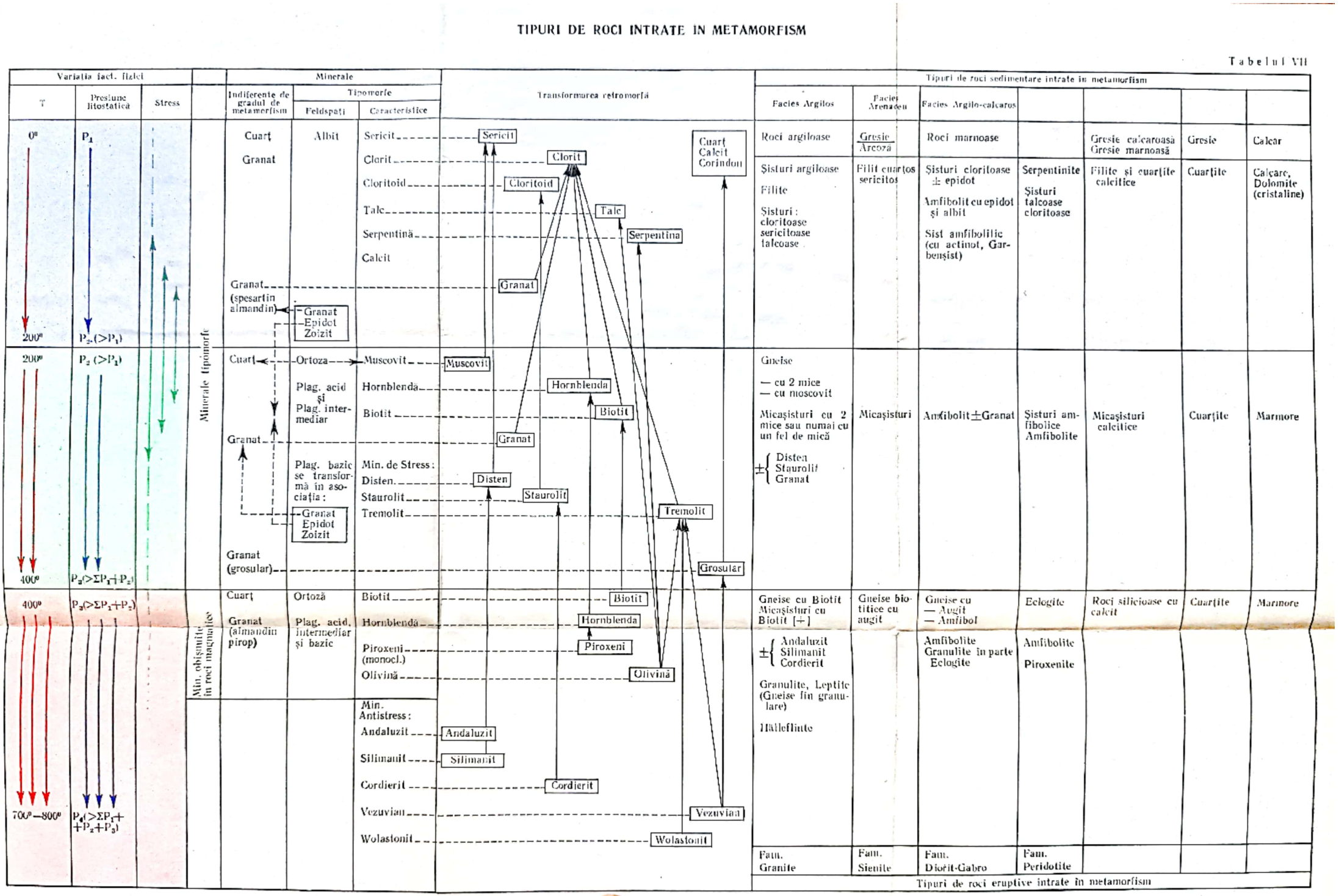
Scanned with OKEN Scanner

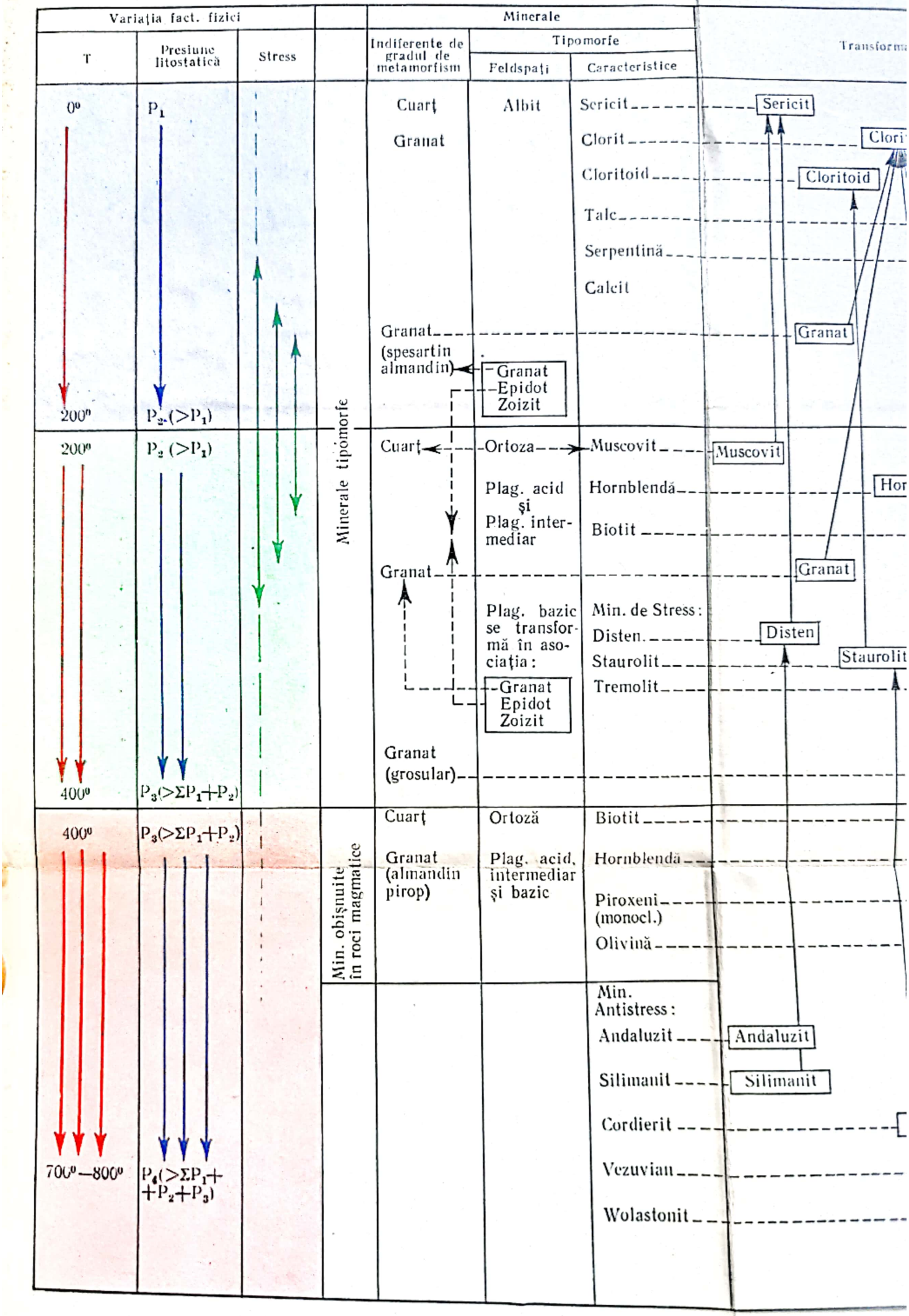
Fig. 121

Scanned with OKEN Scanner

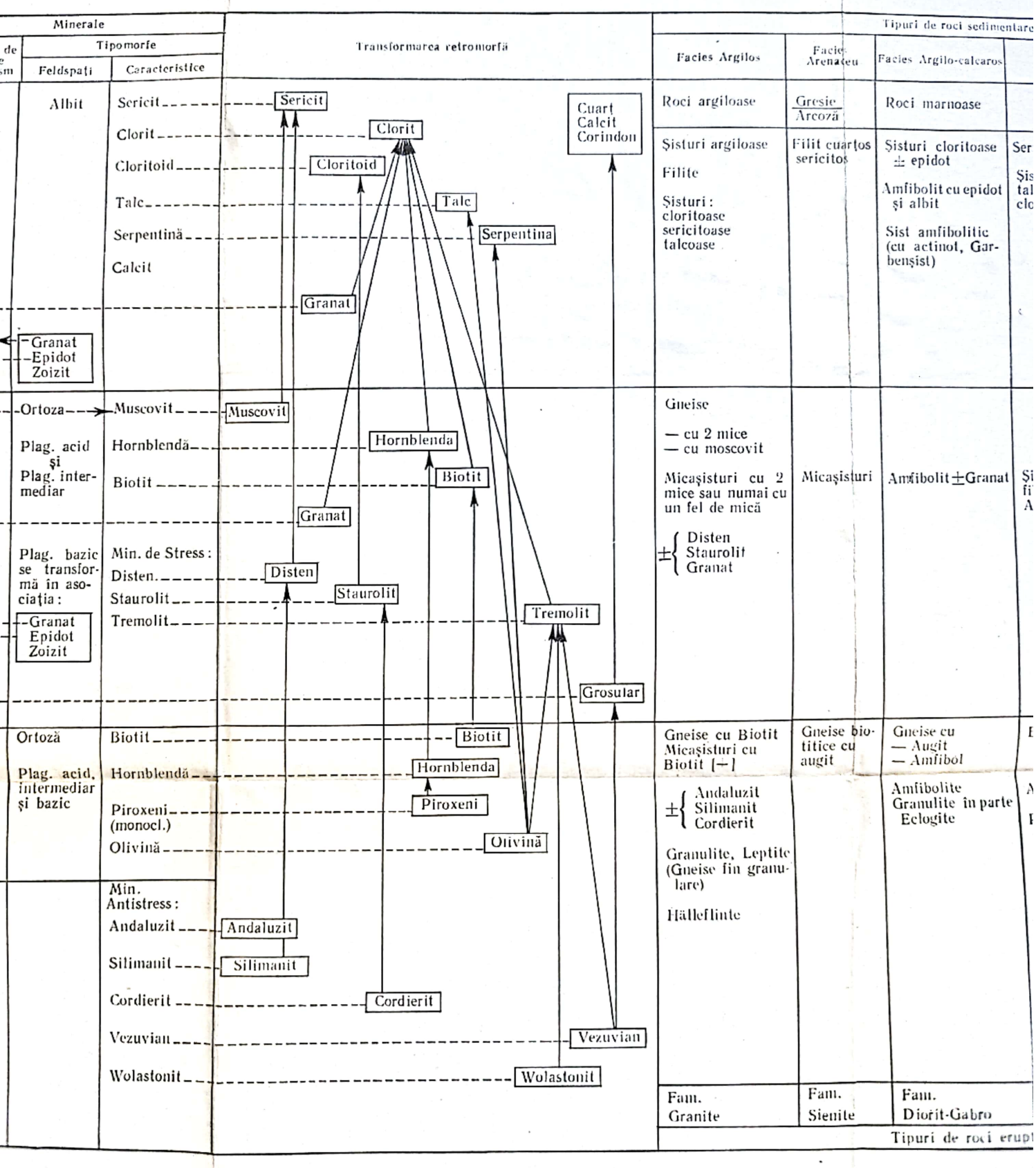
TIPURI DE ROCI INTRATE IN METAMORFISM

Tabelul VII




Variația fact. fizici
T
Presiune litostatică
Stress
Minerale
Indiferente de gradul de metamorfism
Tipomorfe
Feldspați
Caracteristice
Transforma
0°
200°
400°
700°—800°
P_1
P_2 (>P_1)
P_3(>ΣP_1+P_2)
P_4(>$\Sigma P_1+P_2+P_3$)
Cuarț
Granat
Albit
Sericit
Clorit
Cloritoid
Talc
Serpentină
Calcit
Granat (spesartin almandin)
Granat
Epidot
Zoizit
Minerale tipomorfe
Cuarț
Ortoza
Muscovit
Plag. acid și Plag. intermediar
Hornblendă
Biotit
Granat
Plag. bazic se transformă în asociația:
Granat
Epidot
Zoizit
Min. de Stress:
Disten.
Staurolit
Tremolit
Granat (grosular)
Min. obișnuite în roci magmatice
Cuarț
Granat (almandin pirop)
Ortoză
Plag. acid, intermediar și bazic
Biotit
Hornblendă
Piroxeni (monocl.)
Olivină
Min. Antistress:
Andaluzit
Silimanit
Cordierit
Vezuvian
Wolastonit
Sericit
Clorit
Cloritoid
Granat
Muscovit
Hornblendă
Granat
Disten
Staurolit
Andaluzit
Silimanit

TIPURI DE ROCI INTRATE IN METAMORFISM



Scanned with OKEN Scanner

Tabelul VII

	Tipuri de roci sedimentare intrate în metamorfism						
	Facies Argilos	Facies Arenaceu	Facies Argilo-calcaros				
Cuart Calcit Corindon	Roci argiloase	Gresie / Arcoză	Roci marnoase		Gresie calcaroasă Gresie marnoasă	Gresie	Calcar
	Şisturi argiloase Filite Şisturi: cloritoase sericitoase talcoase	Filit cuarţos sericitos	Şisturi cloritoase ± epidot Amfibolit cu epidot şi albit Sist amfibolitic (cu actinot, Garbenşist)	Serpentinite Şisturi talcoase cloritoase	Filite şi cuarţite calcitice	Cuarţite	Calcare, Dolomite (cristaline)
nolit	Gneise — cu 2 mice — cu moscovit Micaşisturi cu 2 mice sau numai cu un fel de mică ± { Disten Staurolit Granat	Micaşisturi	Amfibolit ± Granat	Şisturi amfibolice Amfibolite	Micaşisturi calcitice	Cuarţite	Marmore
Grosular	Gneise cu Biotit Micaşisturi cu Biotit [+]	Gneise biotitice cu augit	Gneise cu — Augit — Amfibol	Eclogite	Roci silicioase cu calcit	Cuarţite	Marmore
Vezuvian	± { Andaluzit Silimanit Cordierit Granulite, Leptite (Gneise fin granulare) Hälleflinte		Amfibolite Granulite în parte Eclogite	Amfibolite Piroxenite			
olastonit	Fam. Granite	Fam. Sienite	Fam. Diorit-Gabro	Fam. Peridotite			
	Tipuri de roci eruptive intrate în metamorfism						

Scanned with OKEN Scanner

Scanned with OKEN Scanner

CLASIFICAREA ROCILOR ~~ERUPTIVE~~ magmatice

SERIA CALCO-ALCALINĂ (pacifică)

Tabelul V

MINERALE PRINCIPALE ŞI CHIMISMUL LOR

LEUCOCRATE (salice)

Seria de reacţii continuă între minerale cu: Na ⇄ Ca

(Feldspaţi plagioclazi)

Si	Al	Fm	C	AlK	ANORTIT	BYTOWNIT	LABRADOR	ANDEZIN	OLIGOCLAS	ALBIT
	Al_2		Ca		$[Si_2O_8]$ 90—100%An	70—90%An	50—70%An	30—50%An	10—30%An	$[Si_3O_8]$ 0—10%An

Minerale potasice şi cuarţ

Feldspaţi potasici			
ORTOZ	MICROCLIN	MUSCOVIT	CUART
$[Si_3O_8]$	$[Si_3O_8]$	$[SiO_4]$	$[SiO_2]$
Al	Al	Al_2	
K	K	Kl_2	

MELANOCRATE (femice)

Seria de reacţii discontinue între minerale cu: (Na, K Ca) ⇄ (FeMg)

BIOTIT	AMFIBOL	PIROXENI		OLIVINA
		Monoclinici (Aug—Diops.)	Rombici Enst.—Hiperst.	
$[Si_3AlO_{10}][OH, F]_2$	$[(SiAl)_4O_{11}]_2[OH]_2$	$[(SiAl)_2O_6]$	$[Si_2O_6]$	$[Si\,O_4]$
	Al	Al		
$(Mg\,Fe)_3$	$Ca_2(Mg\,Fe)_4\,Fe$	Mg Fe	$(Mg\,Fe)_2\,Mg$	$(Mg\,Fe)_2$
	Ca_2			
K	Na	±		

STRUCTURI

HOLOCRISTALINĂ			HEMICRISTALINĂ	
GRĂUNTOASĂ	MICROGRĂUNTOASĂ	PORFIRICĂ	PORFIRICĂ	
Roci intrusive (Plutonice sau abisale)	Roci filoniene (Subvulcanice sau hipoabisale)		Roci efuzive (Vulcanice sau de suprafaţă)	
Familii de roci	Diferenţiate	Nediferenţiate	Paleovulcanice (preterţiare)	Neovulcanice (terţiare)
	Acide / Bazice			

	Acide	Bazice	Nediferenţiate	Paleovulcanice (preterţiare)	Neovulcanice (terţiare)
GRANITE (Adamelite)	Aplite Pegmatite		Granite porfirice	Porfire cuarţifere	Liparite Riolite, (Latite)
GRANO-DIORITE (Diorite cuarţifere)	Aplite Tonalite	Kersantite Camptonite	Diorit porfirite (cuarţifere)	Porfire (Porfirit) cuarţifere	Dacite Riodacite
SIENITE	Aplite Pegmatite sienitice	Lamprofire (Minete Vogesite)	Sienite porfirice	Ortofire Keratofire	Trahite
DIORITE	Aplite dioritice	Kersantit Malchit Spessartit	Diorit porfiric	Porfirite	Trahi-Andezite Andezite
GABROURI	Beerbakite	Odinite	Gabro-porfirite Diabaz porfirite	Diabaze	Dolerite
NORITE					
GABROURI cu olivină				Melafire	Bazalte
NORITE cu olivină					
PERIDOTITE		Gerewaite	Picrite Porfirite		Limburgite
DUNITE SERPENTINITE					
PIROXENITE*					
ANORTOZITE					

În cîmpul magmelor gabroide există o contemporaneitate între Labrador-Bytownit şi Piroxen-Olivină. Idiomorfismul poate lua cînd partea feldspaţilor cînd a piroxen-olivinei

Gradul de idiomorfism scade în sensul săgeţii →

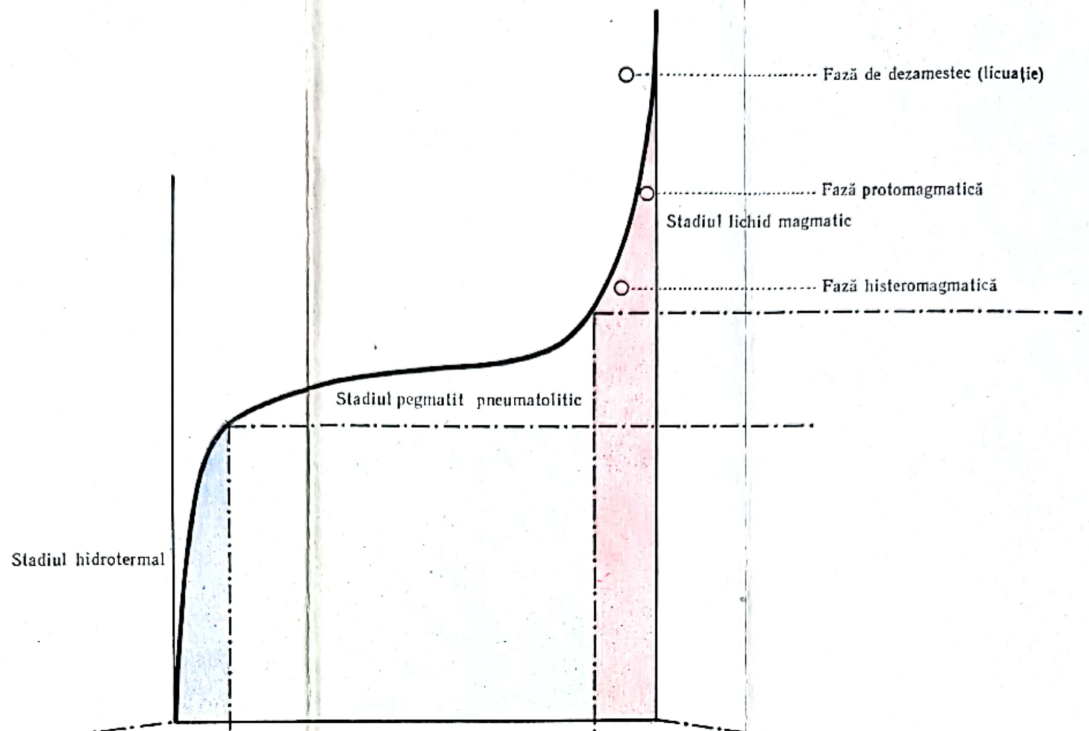
Ultimul care cristalizează

Gradul de idiomorfism scade în sensul săgeţii ←

* Hornblendite cînd locul piroxenilor este luat de hornblendă

Tabelul IV

PRODUSE DE CONSOLIDARE MAGMATICĂ



Produse de consolidare și acțiuni secundare ale soluțiilor în faza hidrotermală			Produse de consolidare în faza pegmatit-pneumatolitică			Produse de consolidare în faza lichid magmatică		
Acțiunea metamorfică a soluțiilor hidrotermale asupra rocilor în care s-a intrus masivul magmatic cît și asupra însăși rocii eruptive (autometamorfism) și formarea mineralelor secundare	Natura zăcămîntului în funcție de temperatură	Minerale utile constituind zăcăminte filoniene în faliile și crăpăturile rocilor deja consolidate sau în afara acestora. Apar și cu distribuție zonară de obicei pe verticală	Minerale principale silicatate: leucrocrate și melanocrate, constituind roci.	Minerale utile constituind zăcăminte sub formă de filoane sau sub formă de cuiburi	Concentrații simple de elemente chimice	Minerale principale: (silicatate), leucocrate, melanocrate și accesorii, agregate care constituesc rocile	Caracterul chimic al rocilor	Minerale utile constituind zăcăminte de impregnație sau lentile în rocile respective
Disolviri cu treceri în soluție a părților solubile din feldspații rocilor și formare de *caolinit*. **Serpentinizarea** rocelor bazice (peridotite, piroxenite, gabrouri) cu formare de *serpentin*. **Propilitizarea**, adică transformarea mineralelor melanocrate principale din roci, mai ales din andezite și dacite în: *clorit, calcit, hematit, pirit, titanit, zoizit, epidot* și a celor leucocrate în *sericit, caolinit, zeoliți*, etc., sub acțiunea soluțiilor bogat încărcate cu CO_2 sau SH_2. **Depuneri** din soluții hidrotermale a silicei coloidale (opal). Apoi depuneri de: *florină, baritină, cuarț, calcit,* minerale care constituesc de cele mai multe ori ganga (partea sterilă) a minereurilor depuse în această fază **Substituții metasomatice** mai ales în calcare și dolomite cu formare de sideroză sau calamină **Transformări pneumatolitice** ale granitelor manifestate prin formarea de turmalină sau mice litinifere și topaz. **Adularizări** manifestate prin pseudomorfozarea feldspaților plagioclazi prin adular	Hipotermal 300°—500°C	Casiterit, Wolframit, Scheelit, Aur, Molibdenit, Hematit, Magnetit, Pirită, Pirotină, Bismutină	Pegmatite granitice	Feldspat Cuarț Turmalină Mice potasice și litinifere Beril Topaz Zircon Granați Apatit Minerale cu pămînturi rare	Be Th. U. V. Ti.-La Nb. Ce. Sn.Te Mo.	GRANITE GRANODIORITE	Acide	Magnetit. Apatit Magnetit titanifer
	Mezotermal 175°—300°C	Aur, Pirită, Calcopirită, Blendă, Galenă argintiferă, Nichelină, Cobaltină, Bismutină Telururi de Aur și Argint, Pechblendă	Pegmatite sienitice					
	Epitermal 100°—175°C	Cinabru, Stibină, Realgar Auripigment Marcasit Aur, Argint Telururi de Aur și Argint Sulfoarseniuri		Apatit Marcasit Corindon Piroxeni sodici Nefelin Sodalit	Ti Zr	SIENITE DIORITE	Neutre	Corindon, Apatit, Nefelin Magnetit cu fosfor
			Pegmatite bazice: sînt mai rare și lipsite de obicei de bor și flor în schimb rolul important îl joacă P, Cl și uneori sulfurile	Feldspați plagioclasi Amfiboli Piroxeni Apatit Rutil		GABROURI NORITE	Bazice	Pirită, Pirotină (cupriferă, nicheliferă). Pentlandit, Calcopirit, Sulfuri cobaltifere, Oligist, Ilmenit, Magnetit, Nichelină, Sperilit, Platină paladiferă, Titano magnetite.
						PERIDOTITE ····· DUNITE ····· SERPENTINITE (provenite din roci eruptive bazice) PIROXENITE ·····	Ultra bazice	·····→Cromit ·····→Platină, Cromit ·····→Cromit, Ilmenit, Diamant ·····→Cromit, Platină

Scanned with OKEN Scanner

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul VI

CLASIFICAREA ROCILOR SEDIMENTARE

	NOMENCLATURA	Diametrul particulelor (d)	ROCI EPICLASTICE — DETRITICE				ROCI PIROCLASTICE			
			MOBILE		CONSOLIDATE		MOBILE		CONSOLIDATE	
			Material rotunjit	Material colţuros	Material rotunjit	Material colţuros	Material rotunjit	Material colţuros	Material rotunjit	Material colţuros
Roci Clastice	Psefite (Roci Psefitice) (Rudite)	$d > 1$ mm	Bolovănişuri Pietrişuri Till (materiale glaciare)	Grohotiş	Conglomerate Tillite (glaciare)	Brecii	Bombe Lapilii	Blocuri Fragmente colţuroase	Aglomerate vulcanice	Brecii vulcanice
	Psamite (Roci Psamitice) (Arenite)	$d = 1$—$0{,}1$ mm	Nisipuri (aluviuni metalifere)		Gresii şi Arkose		Cenuşă cu granulaţie medie sau nisip vulcanic		Tufuri lapilice / Tufuri vulcanice sau cinerite grosiere	
	Aleurite (Roci Aleuritice) (Siltite)	$d = 0{,}1$—$0{,}01$ mm	Prafuri şi miluri grosiere		Aleurolite-Loess		Cenuşă fină sau praf vulcanic		Tufuri vulcanice sau cinerite fine	
	Pelite (Roci Pelitice) (Lutite)	$d < 0{,}01$ mm	Miluri fine		Argile şi Argilite					

Roci de precipitaţie fizico-chimică

Coloizi — $d = 10^{-3}$—10^{-7} cm

Roci sedimentare precipitate-chimic

- Roci Saline, evaporite — $R \begin{matrix} Cl \\ SO_4 \\ Br \end{matrix}$
  - Cloruri (Sare gemă) R = Na
  - Sulfaţi (Gips) R = Ca
  - Săruri delicvescente (Silvină etc) R = K, Mg
- Roci Carbonatate, carbonatite — $R\,CO_3$
- Roci Silicioase, silicolite — SiO_2
  - Sinter silicios
  - Jaspuri anorganogene
- Roci Feruginoase, ferolite; Manganoase, manganolite; Aluminoase, alite — Oxizi şi hidrooxizi de Fe Mn Al
  - Bauxite R = Al
- Sulf anorganic; Roci Azotoase — $R\,NO_3$

Roci sedimentare precipitate biochimic

Acaustobiolite
- Roci Carbonatate, carbonatite — $R\,CO_3$
- Roci Silicioase, silicolite — SiO_2
  - Diatomite
  - Radiolarite
  - Spongolite
- Roci Feromanganoase, feromongonolite — Oxizi şi hidrooxizi de Fe Mn
- Roci Azotate, azotolite — $R\,NO_3$
- Roci Fosfatate, fosfatolite — $R_3(PO_4)_2$

Caustobiolite
- Cărbuni, Bitumine, Petrol, Gaze naturale

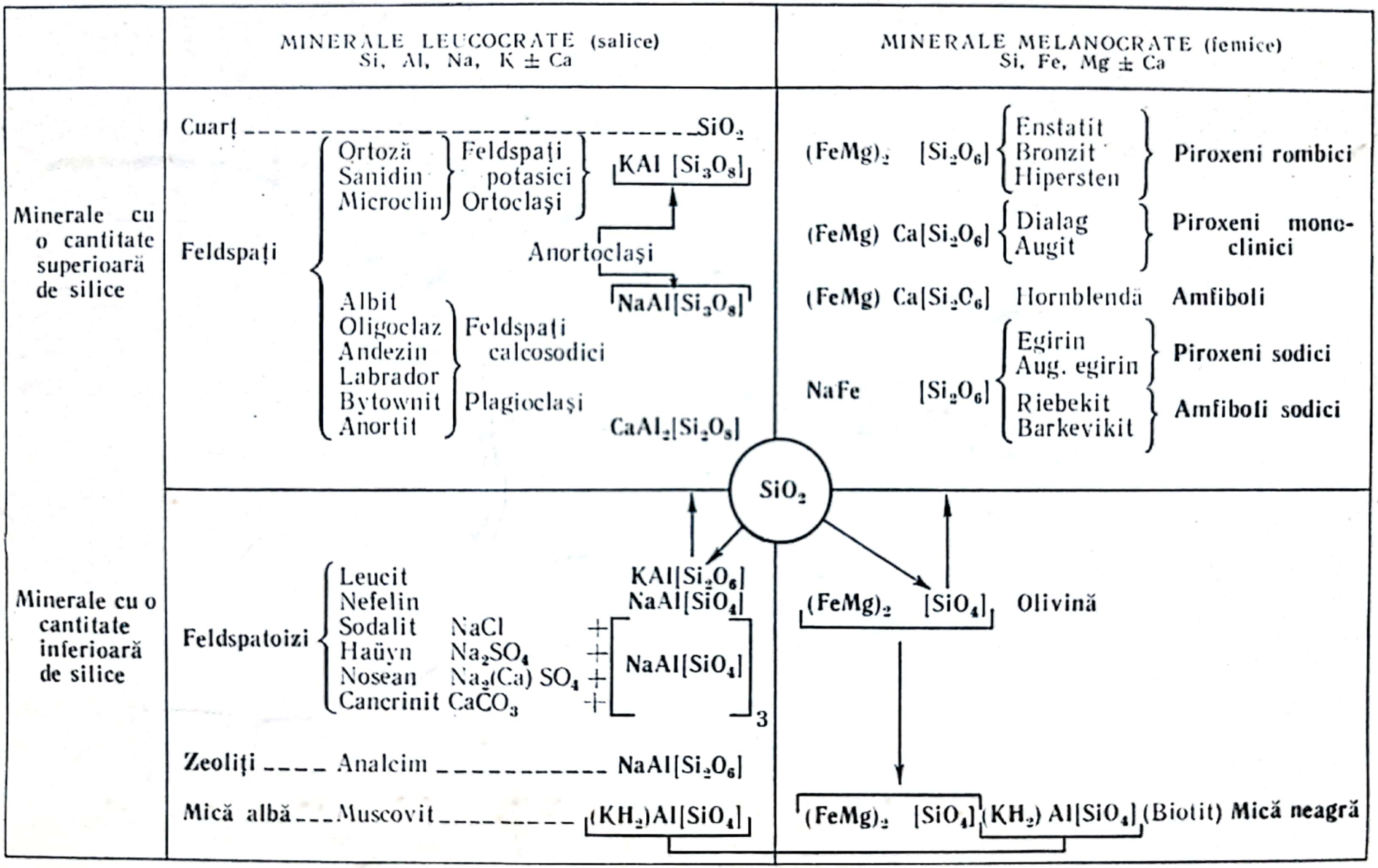
Electroliţi — $d < 10^{-7}$ cm (Molecule sau Atomi)

Calcare R = Ca
Dolomite R = Ca Mg
Siderite R = Fe^{++}
Jaspuri
Ferolite R = Fe
Manganolite R = Mn

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul III

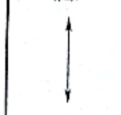
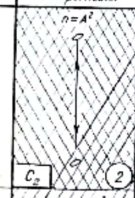
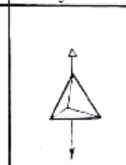
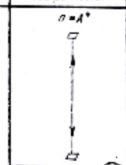
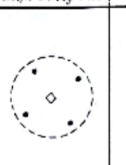
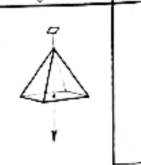
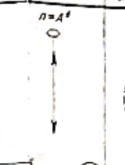
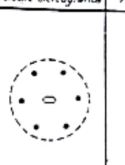
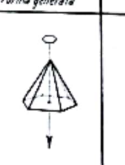
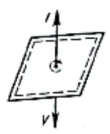
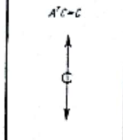
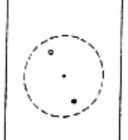
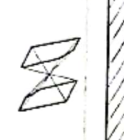
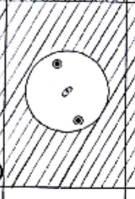
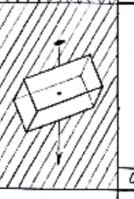
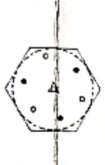
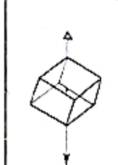
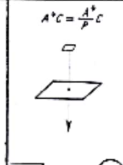
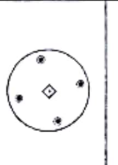
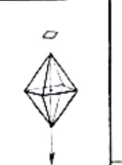
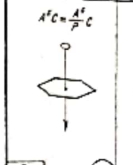
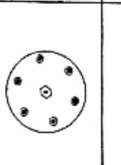
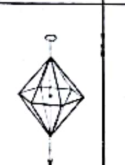
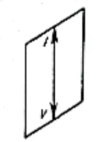
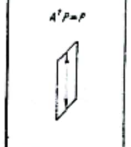
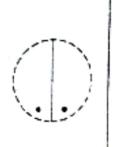
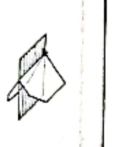
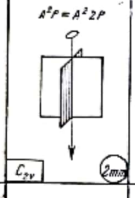
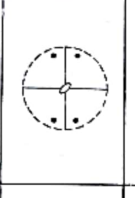
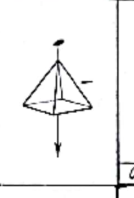
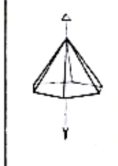
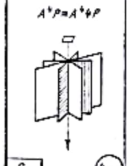
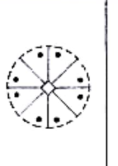
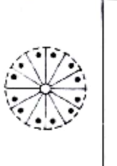
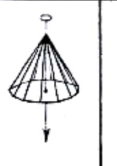
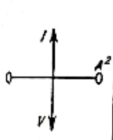
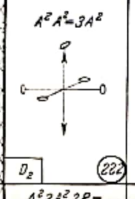
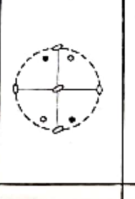
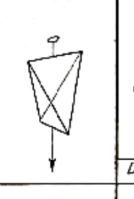
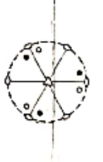
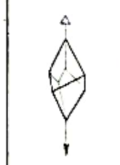
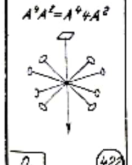
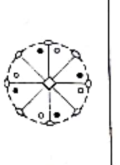
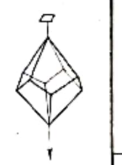
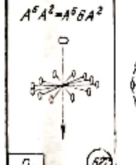
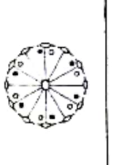
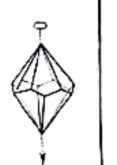
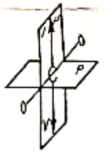
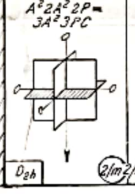
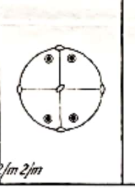
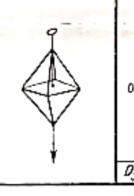
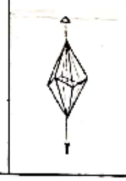
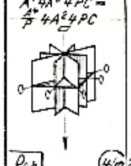
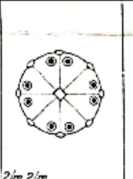
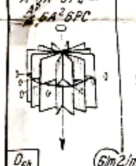
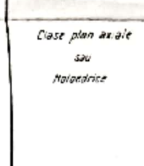
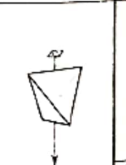
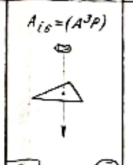
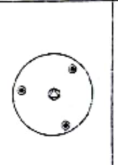
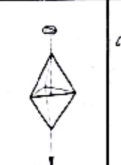
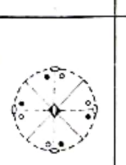
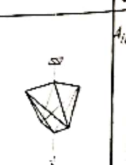
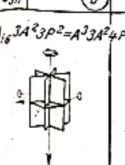
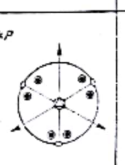
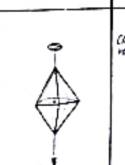
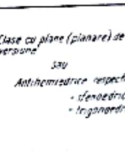
MINERALELE PRINCIPALE DIN ROCILE ERUPTIVE



Scanned with OKEN Scanner

CLASE DE SIMETRIE CU DIRECȚII UNICE

Tabelul 1

Nr. curent	Cazul general	SIMETRIE UNITARĂ			SIMETRIE BINARĂ			SIMETRIE TERNARĂ			SIMETRIE TETRAGONALĂ			SIMETRIE HEXAGONALĂ			Denumirea claselor
		Caz particular	Proiecție stereografică	Formă generală	Caz particular	Proiecție stereografică	Formă generală	Caz particular	Proiecție stereografică	Formă generală	Caz particular	Proiecție stereografică	Formă generală	Caz particular	Proiecție stereografică	Formă generală	
1																	Clase primitive sau Tetartoedrice
2																	Clase centrate sau Parahemiedrice
3																	Clase cu plane (planare) Antihemiedrice
4																	Clase axiale Holoaxe
5																	Clase plan axiale sau Holoedrice
																	Clase primitive de inversiune sau Tetartoedrice respectiv: - sfenoedrică - trigonoedrică
																	Clase cu plane (planare) de inversiune sau Antihemiedrice respectiv: - sfenoedrică - trigonoedrică

NOTA — Deducerea celor 27 clase de simetrie pe baza direcțiilor unice cu aplicarea considerațiilor a teoremelor și corolarului de la pag. 34–37

Cazul 1 — Direcția unică coincide cu singura axă A^n (în care $n = 1, 2, 3, 4$ sau 6).
În asemenea situații se obțin cinci clase de simetrie primitive sau tetartoedrice

Cazul 2 — Direției unice i se adaugă C. Rezultă formulele A^1C, A^2C, A^3C, A^4C și A^6C. Formulele $A^1C \rightarrow C$ și $A^2C \rightarrow Ai_2$, iar formulele A^3C, A^4C, A^6C se supun corolarului devenind: A^3CP, A^4CP, A^6CP. În cazul în care lui A^2 sau A^3 li se adaugă P, atunci, $A^2P = P$ și $A^3P = Ai_6$.

În asemenea situație se obțin cinci clase de simetrie centrate sau parahemiedrice

Cazul 3 — Direcția unică coincizând cu A^1, A^2, A^3, A^4, A^6 și fiind prinsă într-un plan P conduce la formulele $A^1P = P$; $A^2 2P$; $A^3 3P$; $A^4 4P$; $A^6 6P$.

În acemenea situație se obține cinci clase de simetrie cu plane sau Antihemiedrice

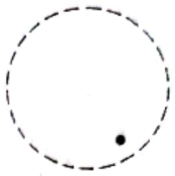
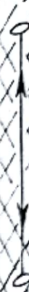
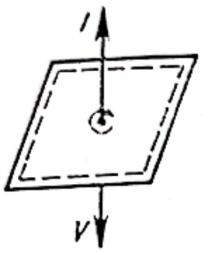
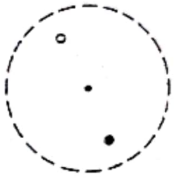
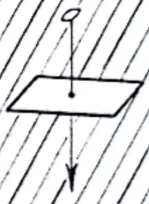
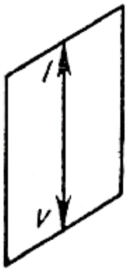
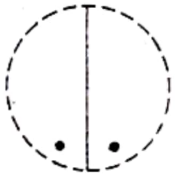
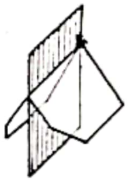
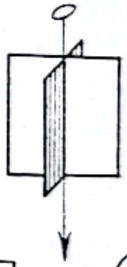
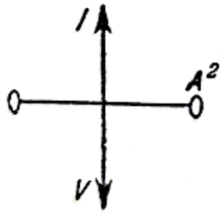
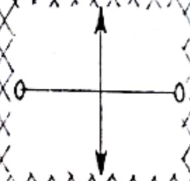
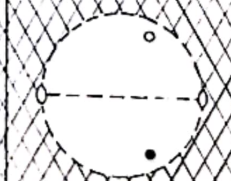
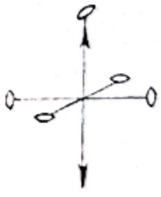
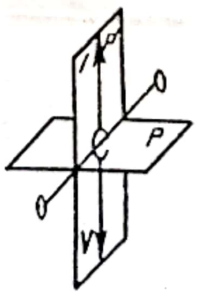
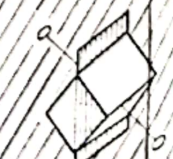
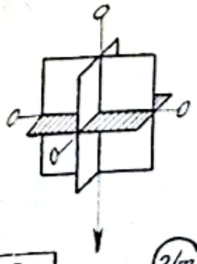
Cazul 4 — Direcția unică perpendiculara pe A^2 conduce la formulele $A^1A^2 = A^2$; $A^2 2A^2 = 3A^2$; $A^3 3A^2$; $A^4 4A^2$; $A^6 6A^2$.

În asemenea situație se obțin cinci clase de simetrie axiale sau Holoaxe

Cazul 5 — Direcția unică, considerată cu toate elementele de simetrie ale cazurilor precedente, însumează toate elementele de simetrie ale claselor de pe verticala considerate cîte o singură dată. De exemplu la simetria tetragonală clasa de simetrie plan-axială va corespunde formulei $A^4 4A^2 4IC = \frac{A^4}{P} 4A^2 4P.C$

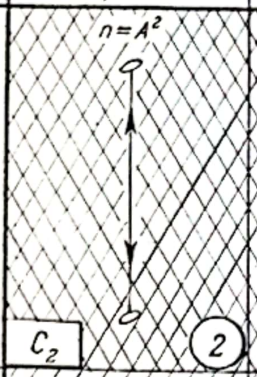
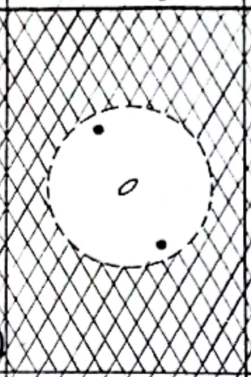
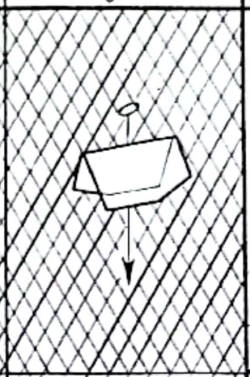
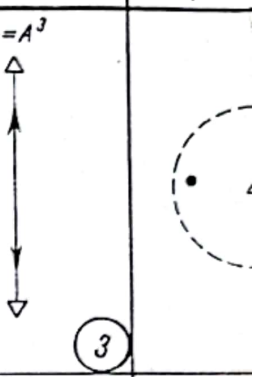
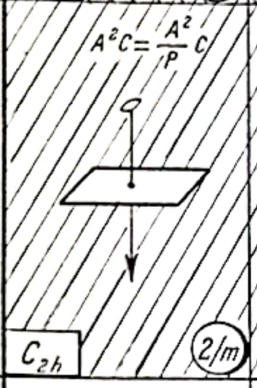
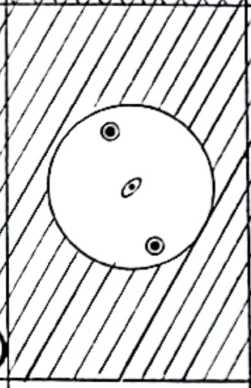
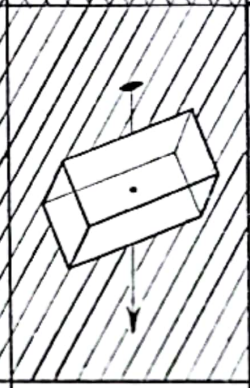
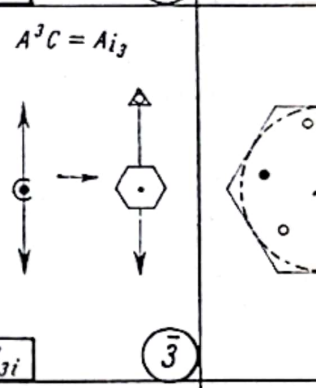
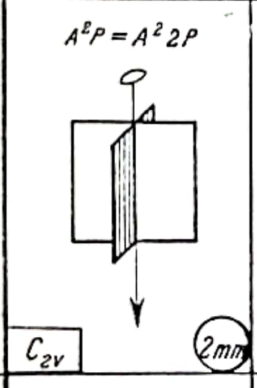
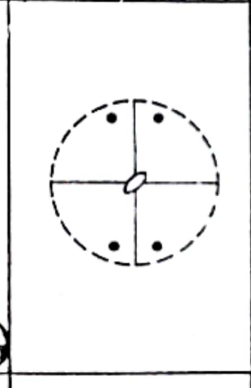
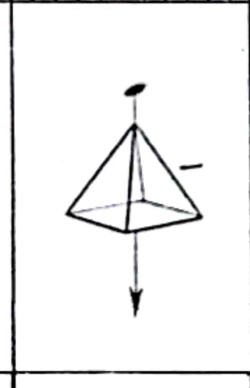
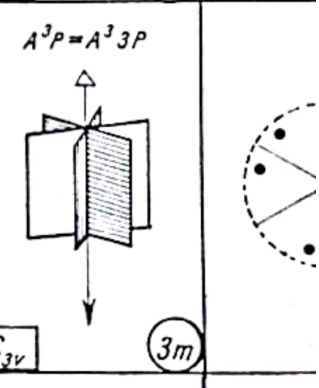
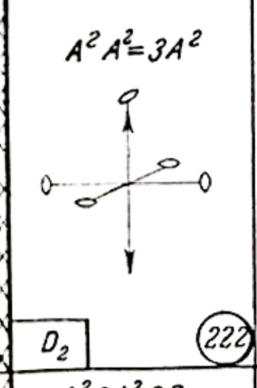
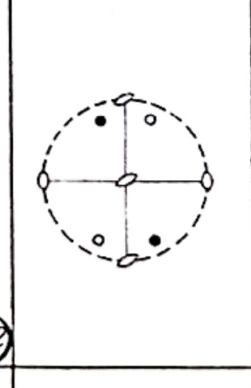
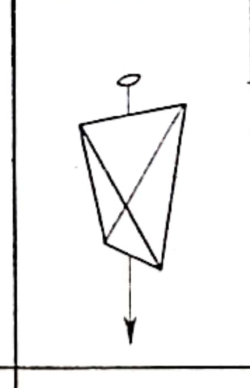
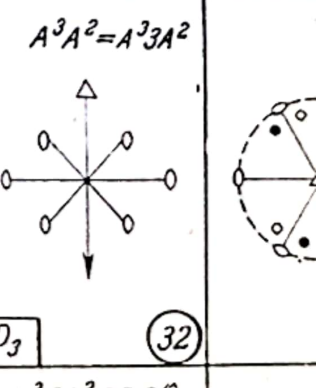
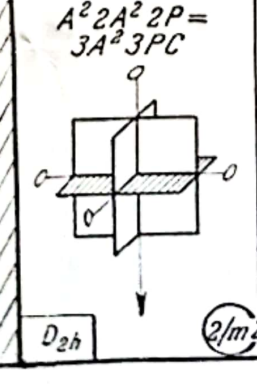
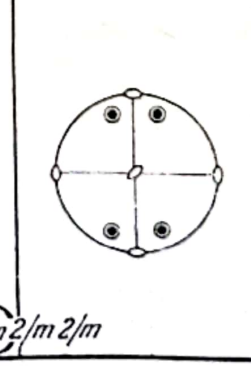
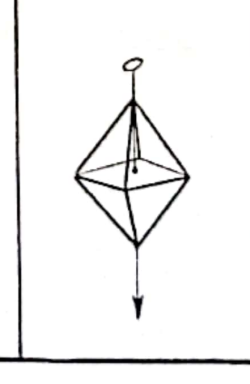
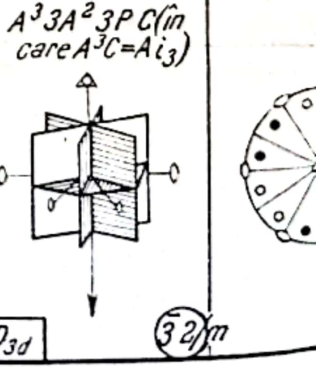
În asemenea situație se obțin cinci clase de simetrie plan-axiale sau holoedrice

Coincidența direcției unice cu A_{im} va conduce la clasele primitive de inversiune de la singonia tetragonală și hexagonală, conform teoremelor de mai sus. Dacă A_{im} de la signonia tetragonală și hexagonală sînt prinse într-un plan, conduc la clasele cu plane de inversiune.
Deci la cristalele care posedă direcții unice se determină 27 clase de simetrie, după ce se scad două clase (haşurate rombic și paralel) care se repetă.

Nr. curent	Cazul general	SIMETRIE UNITARĂ			SIMETRIE
		Caz particular	Proiecție stereografică	Formă generală	Caz particular
1		$n=A^1$ C_1 (1)			$n=A^2$  C_2 (2)
2		$A^1C=C$ C_i ($\bar{1}$)			$A^2C=\frac{A^2}{P}C$  C_{2h} (2/m)
3		$A^1P=P$ C_s (2(=m))			$A^2P=A^2 2P$  C_{2v} (2mm)
4		$A^1A^2=A^2$  C_2 (2)			$A^2A^2=3A^2$  D_2 (222)
5		$A^1A^2PC=\frac{A^2}{P}C$ C_{2h} (2/m)			$A^2 2A^2 2P=3A^2 3PC$  D_{2h} (2/m 2/m 2/m)

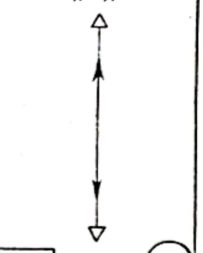
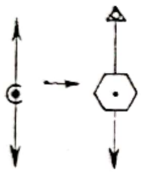
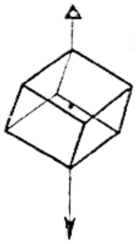
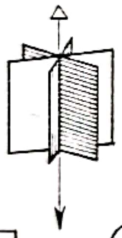
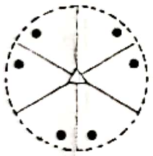
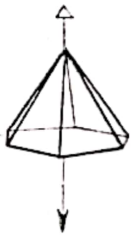
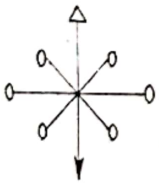
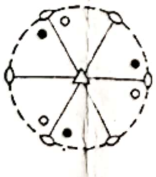
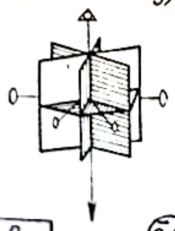
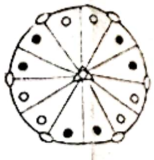
Scanned with OKEN Scanner

CLASE DE SIMETR

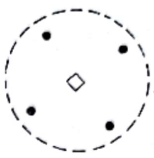
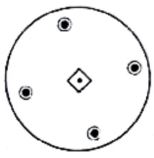
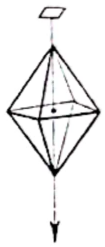
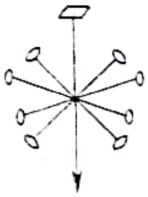
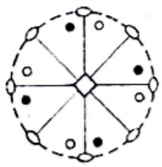
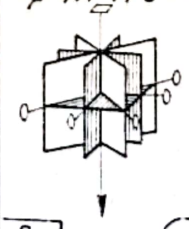
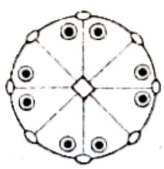
	SIMETRIE BINARĂ			SIMETRIE T	
	Caz particular	Proiecție stereografică	Formă generală	Caz particular	Proiecție ste
	$n=A^2$  C_2 (2)			$n=A^3$  C_3 (3)	
	$A^2C=\frac{A^2}{P}C$  C_{2h} (2/m)			$A^3C=Ai_3$  C_{3i} ($\bar{3}$)	
	$A^2P=A^22P$  C_{2v} (2mm)			$A^3P=A^33P$  C_{3v} (3m)	
	$A^2A^2=3A^2$  D_2 (222)			$A^3A^2=A^33A^2$  D_3 (32)	
	$A^22A^22P=3A^23PC$  D_{2h} (2/m 2/m 2/m)			A^33A^23PC (în care $A^3C=Ai_3$)  D_{3d} ($\bar{3}$ 2/m)	

CLASE DE SIMETRIE CU DIRECȚII UNICE

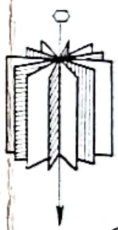
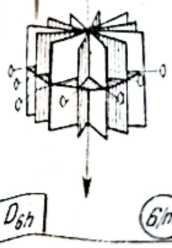
SIMETRIE TERNARĂ

Caz particular	Proiecție stereografică	Formă generală
$n = A^3$  C_3 (3)		
$A^3C = Ai_3$  C_{3i} ($\bar{3}$)		
$A^3P = A^3 3P$  C_{3v} (3m)		
$A^3A^2 = A^3 3A^2$  D_3 (32)		
$A^3 3A^2 3PC$ (in care $A^3C = Ai_3$)  D_{3d} ($\bar{3}$ 2/m)		

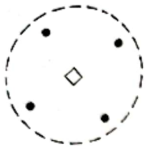
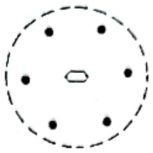
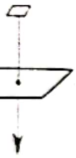
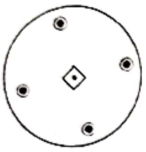
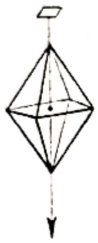
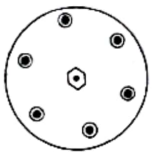
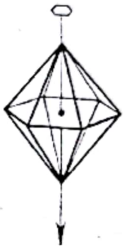
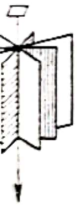
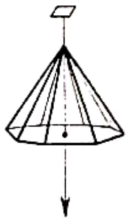
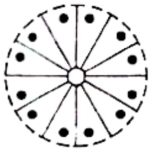
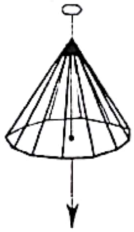
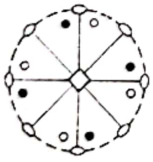
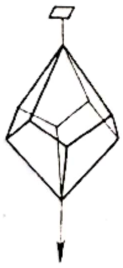
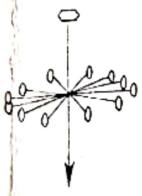
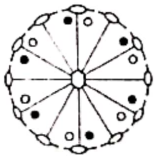
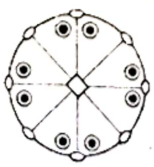
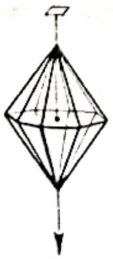
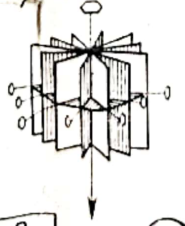
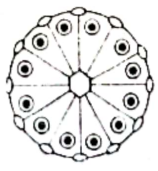
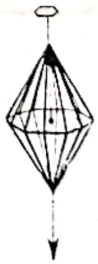
SIMETRIE TETRAGONALĂ

Caz particular	Proiecție stereografică	Formă generală
$n = A^4$ C_4 (4)		
$A^4C = \frac{A^4}{P}C$ C_{4h} (4/m)		
$A^4P = A^4 4P$ C_{4v} (4mm)		
$A^4A^2 = A^4 4A^2$  D_4 (422)		
$A^4 4A^2 4PC = \frac{A^4}{P} 4A^2 4PC$  D_{4h} (4/m 2/m 2/m)		
$A_{i4} (\equiv A^2)$		

SIMETRIE HEXAGONALĂ

Caz particular	Proiecție stereografică
$n = A^6$ C_6 (6)	
$A^6C = \frac{A^6}{P}C$ C_{6h} (6/m)	
$A^6P = A^6 6P$  C_{6v} (6mm)	
$A^6A^2 = A^6 6A^2$ D_6 (622)	
$A^6 6A^2 6PC = \frac{A^6}{P} 6A^2 6PC$  D_{6h} (6/m 2/m 2/m)	
$A_{i6} = (A^3P)$	

Scanned with OKEN Scanner

SIMETRIE TETRAGONALĂ			SIMETRIE HEXAGONALĂ			Denumirea claselor
…particular	Proiecție stereografică	Formă generală	Caz particular	Proiecție stereografică	Formă generală	
$n=A^4$ 4			$n=A^6$ C_6 6			Clase primitive sau Tetartoedrice
$C=\frac{A^4}{P}C$  4/m			$A^6C=\frac{A^6}{P}C$ C_{6h} 6/m			Clase centrate sau Parahemiedrice
$P=A^4 4P$  4mm			$A^6P=A^6 6P$ C_{6v} 6mm			Clase cu plane (planare) Antihemiedrice
$=A^4 4A^2$ 422			$A^6A^2=A^6 6A^2$  D_6 622			Clase axiale Holoaxe
$4PC=$ $^2 4PC$ 4/m 2/m 2/m			$A^6 6A^2 6PC=$ $\frac{A^6}{P}6A^2 6PC$  D_{6h} 6/m 2/m 2m			Clase plan axiale sau Holoedrice
$=A^2)$			$A_{i6}=(A^3P)$			Clase primitive de inversiune sau Tetartoedrice respectiv

Scanned with OKEN Scanner

C_{4h} 4/m			C_{6h} 6/m			
$A^4P=A^44P$ C_{4v} 4mm			$A^6P=A^66P$ C_{6v} 6mm			Clase cu plane (planare) Antihemiedrice
$A^4A^2=A^44A^2$ D_4 422			$A^6A^2=A^66A^2$ D_6 622			Clase axiale Holoaxe
$A^44A^24PC=\frac{A^4}{P}4A^24PC$ D_{4h} 4/m 2/m 2/m			$A^66A^26PC=\frac{A^6}{P}6A^26PC$ D_{6h} 6/m 2/m 2m			Clase plan axiale sau Holoedrice
$A_{i4}(\rightleftarrows A^2)$ S_4 $\bar{4}$			$A_{i6}=(A^3P)$ C_{3h} $\bar{6}$			Clase primitive de inversiune sau Tetartoedrice respectiv: - sfenoedrică - trigonoedrică
$A_{i4}(\rightleftarrows A^2)2A^22P$ D_{2d} 42m			$A_{i6}3A^23P^2=A^33A^24P$ D_{3h} 62m			Clase cu plane (planare) de inversiune sau Antihemiedrice respectiv: - sfenoedrică - trigonoedrică

Scanned with OKEN Scanner

NOTA — Deducerea celor 27 clase de simetrie pe baza direcţiilor unice cu aplicarea consideraţiilor a teoremelor şi corolarului de la pag. 34—37

Cazul 1 — Direcţia unică coincide cu singura axă A^n (în care $n = 1, 2, 3, 4$ sau 6).

In asemenea situaţi se obţin cinci clase de simetrie primitive sau tetartoedrice

Cazul 2 — Direţiei unice i se adaugă C. Rezultă formulele A^1C, A^2C, A^3C, A^4C şi A^6C. Formulele $A^1C \rightarrow C$ şi $A^3C \rightarrow Ai_3$, iar formulele A^2C, A^4C, A^6C se supun corolarului devenind: A^2CP, A^4CP, A^6CP. În cazul în care lui A^1 sau A^3 li se adaugă P, atunci, $A^1P = P$ şi $A^3P = Ai_6$.

In asemenea situaţie se obţin cinci clase de simetrie centrate sau parahemiedrice

Cazul 3 — Direcţia unică coincizînd cu A^1, A^2, A^3, A^4, A^6 şi fiind prinsă într-un plan P conduce la formulele $A^1P = P$; A^22P; A^33P; A^44P; A^66P.

In acemenea situaţie se obţine cinci clase de simetrie cu plane sau Antihemiedrice

Cazul 4 — Direcţia unică perpendiculara pe A^2 conduce la formulele $A^1A^2 = A^2$; $A^22A^2 = 3A^2$; A^33A^2; A^44A^2; A^66A^2.

In asemenea situaţie se obţin cinci clase de simetrie axiale sau Holoaxe

Cazul 5 — Direcţia unică, considerată cu toate elementele de simetrie ale cazurilor precedente, însumează toate elementele de simetrie ale claselor de pe verticala considerate cîte o singură dată. De exemplu la simetria tetragonală clasa de simetrie plan-axială va corespunde formulei $A^14A^2\,4PC = \frac{A^4}{P}\,4A^2\,4P.C$

In asemenea situaţie se obţin cinci clase de simetrie plan-axiale sau holoedrice

Coincidenţa direcţiei unice cu A_{in} va conduce la clasele primitive de inversiune de la singonia tetragonală şi hexagonală, conform teoremelor de mai sus. Dacă A_{in} de la signonia tetragonală şi hexagonală sînt prinse într-un plan, conduc la clasele cu plane de inversiune.

Deci la cristalele care posedă direcţii unice se determină 27 clase de simetrie, după ce se scad două clase (haşurate rombic şi paralel) care se repetă.

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul II

GRUPAREA ÎN SINGONII DUPĂ CARACTERELE COMUNE ALE FORMULELOR DE SIMETRIE

Singonii inferioare			Singonii medii			Singonie superioară	Denumirea claselor de simetrie
Sistemul Triclinic	Sistemul Monoclinic	Sistemul Rombic (ortorombic)	Sistemul Romboedric (trigonal)	Sistemul Tetragonal (patratic)	Sistemul Hexagonal	Sistemul cubic	
— — —			A^3 — —	A^4 — —	A^6 — —	$4A^3$ $3A^{2/4}$ — — —	Primitive (tetartoedrice)
— — C			A^3 (Ai_3) C	A^4 P C	A^6 P C	$4A^3$ $3A^{2/4}$ 3P C	Centrate (parahemiedrice)
	— P —	A^2 — 2P	A^3 — 3P —	A^4 — 4P —	A^6 — 6P —	$4A^3$ $3A^{2/4}$ $(3Ai_4 \equiv 3\omega^3)$ — — 6P —	Plane (planare sau antihemiedrice)
	A^2 — —	$3A^2$ — —	A^3 $3A^2$ — —	A^4 $4A^2$ — —	A^6 $6A^2$ — —	$4A^3$ $3A^4$ $6A^2$ — — —	Axiale (holoaxe)
	A^2 P C	$3A^2$ 3P C	A^3 $3A^2$ — 3P C	A^4 $4A^2$ P + 4P = 5P C	A^6 $6A^2$ P + 6P = 7P C	$4A^3$ $3A^4$ $6A^2$ $(4\omega^3)$ 3P + 6P = 9P C	Plan-axiale holoedrice
				Ai_4 ($\equiv A^2$) $2A^2$ 2P	Ai_6 $3A^2$ { A^3 $3A^2$; 3P 4P }		Plane (planare) de inversiune (antihemiedrică, respectiv sfenoedrică, trigonoedrică)
				Ai_4 ($\equiv A^2$)	$Ai_6 = \{ A^3 ; P \}$		Primitive de inversiune (tetartoedrică respectiv sfenoedrică, trigonoedrică).

Scanned with OKEN Scanner

CLASIFICAREA ROCILOR METAMORFICE

Rocile	MINERALE		TEXTURA	VARIAȚIA FACTORILOR FIZICI			ZONA DE METAMORFISM
	Principale	Secundare		T.	P./LITOSTATICĂ	STRESS	
FILITE	Cuarț (±) Sericit până la Muscovit	Clorit Cloritoid Epidot, Calcit Grafit	Fin șistuoasă Fin foioasă Cutată	0°	P_1		EPIZONA
SERPENTINITE	Serpentină (foioasă sau fibroasă)	Relicte Minerale primare: Olivină, Dialag sau Minerale noi: Clorit, Talc, Granat, Spinel.	Compactă până la șistuoasă				
EPIDOTITE	Epidot	Cuarț, Granat, Calcit	Șistuoasă-granulară				
CALCARE DOLOMITE CRISTALINE	Calcit, Dolomit	Ankerit, Siderit, Sericit, Clorit	Compactă până la șistuoasă				
ȘISTURI: TALCOASE CLORITOASE GRAFITOASE	Cuarț Talc Clorit-Cloritoid Grafit	Zoizit Epidot Disten (mineral de stress)	Paralelă Șistuoasă Lamelară	200°	$P_2(>P_1)$		
MICAȘISTURI	Muscovit-Biotit	Disten, Staurolit (minerale de stress)	Lamelară-Lenticulară				EPI-MEZO
ȘISTURI HORNBLENDITICE	Hornblendă Magnetit	Granat Cuarț	Rubanată	200°	$P_2(>P_1)$		MEZOZONĂ
AMFIBOLITE	Hornblendă Feldspat	Epidot-Zoizit Granat-Scapolit Cuarț	Compactă și șistuoasă, rubanată				
NEFRITITE	Actinot (Hornblendă)	Serpentin Spinel	Compactă				
GNEISE	Cuarț, Feldspat, Mice, Hornblendă, Augit-Epidot	Disten Silimanit, Granat Wolastonit, Cordierit (minerale antistress)	Paralelă, Lenticulară, Granulară, Oculară Cute de injecție				
ROCI cu SILICAȚI de CALCIU (GNEISE) CU VEZUVIAN provenite din rocile eruptive bazice și	Vezuvian (Mineral antistress) Granat	Pot să existe sau să lipsească		400°	$P_3(>\Sigma P_1+P_2)$		MEZO-CATA
CORNEENE * cu: GRANAT DIOPSID AUGIT WOLASTONIT *	Granat Diopsid Augit Wolastonit (mineral antistress)	Mineralele principale sau secundare ale Gneiselor	Adesea compactă	400°	$P_3(>\Sigma P_1+P_2)$		CATAZONA (metamorfism de dislocalie) sau partea internă a aureolei de contact
SKARNE *	Andradit (Granat) Hedembergit (Augit)	Silicați de Calciu Minereuri de fier	Compactă				
ȘISTURI ȘI CORNEENE * (GNEISE) (provenite din rocile argiloase și grezoase) cu: CORDIERIT ANDALUZIT SILIMANIT	Cordierit Andaluzit Silimanit (Minerale antistress	Feldspat Staurolit Granat Corindon	Compactă până la slab-șistuoasă				
ȘISTURI cu OLIVINA	Olivină	Piroxeni rombici, Dialag, Hornblendă Biotit,	Compactă				
EKLOGITE (provenite din roci eruptive bazice)	Granat, Omfacit	Zoizit, Hornblendă Disten, Olivină	Compactă, rar șistuoasă				
GRANULITE (provenite din roci cu Cuarț + Feldspat)	Cuarț, Feldspat Granat	Turmalin, Biotit, Disten, Silimanit, Talc, Clorit	Șistuoasă, fin șistuoasă sau slab lenticulară	700°—800°	$P_4(>\Sigma P_1+P_2+P_3)$		
MARMORE (provenite din calcare și dolomite)	Calcit sau Dolomit	Actinot, Cuarț, Silicați de Calciu sau Silicați de Aluminiu și Calciu	Compactă				Apar în ultimele două zone și în interiorul aureolei de contact. Caracterul zonei și a gradului de metamorfism este dat de prezența mineralelor secundare
CUARȚITE (provenite din gresii)	Cuarț	Talc, Clorit, Cloritoid, Sericit, Epidot, Biotit, Grafit, Silimanit.	Compactă până la șistuoasă				Apar în toate zonele de metamorfism

* Roci și minerale care aparțin exclusiv METAMORFISMULUI DE CONTACT

Scanned with OKEN Scanner